QE
1
N48
1909
Bd I
III
N H

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

Jahrgang 1909.

I. Band.

Mit XXIII Tafeln und 7 Figuren im Text.

SMITHSONIAN
JUL 8 1969
LIBRARIES

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1909.

223787

SMITHSONIAN
LIBRARY

SMITHSONIAN
JUL 8 1904
LIBRARIES

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

I. Abhandlungen.

Seite

Böse, E.: Ueber eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tal von Mexiko. (Mit Taf. VII—X.) 28

Brandes, Th.: Gibt es Hippuritiden, welche durch Knospung Kolonien bilden? (Mit Taf. XVIII.) . . 93

Holzapfel, E.: Ueber die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen. (Mit 2 Textfiguren.) 108

Kaiser, E.: Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Catalonien. (Mit Taf. IV—VI.) 14

Milch, L.: Ueber Zunahme der Plastizität bei Kristallen durch Erhöhung der Temperatur. Erste Mitteilung: Beobachtungen an Steinsalz. (Mit Taf. XI.) 60

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

5. R. Brauns: Sanidin vom Leilenkopf bei Niederlützingen. (Mit 1 Textfigur.) 43

Noetling, F.: Weitere Mitteilungen über craquelierte Archäolithen aus Tasmanien. (Mit Taf. XII—XV.) 73

Schaffer, F. X.: Der Erdbebengürtel der Erde. (Mit 1 Karte [Taf. XXIII].) 102

Thiene, H.: Ueber Apatit und Beryll von Tonkerhoek (Deutsch-SW.-Afrika). (Mit Taf. XIX—XXII.) . 97

Wegner, R. N.: Uebersicht der bisher bekannten Astieria-Formen der Ammonitengattung Holcostephanus nebst Beschreibung zweier neuer Arten. (Mit Taf. XVI, XVII.) 77

Seite

Wittenburg, P. v.: Notiz über Trias und Jura bei Wladiwostok und Umgebung. (Mit Taf. I und 2 Textfiguren.) 1
— Einige Lamellibranchiata der Salt-Range, mit Berücksichtigung der Lamellibranchiata des Süd-Ussuri-Gebiets. (Mit Taf. II, III.) 6

II. Referate.

Alphabetisches Verzeichnis der referierten Abhandlungen.

Abel, O.: Die Stammesgeschichte der Meersäugetiere . . . . . -438-
— Ueber die Bedeutung der neuen Fossilfunde im Alttertiär Aegyptens für die Geschichte der Säugetiere . . . . . -438-
Ampferer, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges . . . . . -412-
— Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges . . . . . -412-
— Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol . . . . -97-
— Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß . . . . . -413-
— Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges . . . . . -411-
— Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges . . . . . -411-
Anderson, G. E.: Studies in the development of certain palaeozoic corals . . . . . -293-
Andrews, C. W.: Note on a Model of the Skull and Mundible of Prozeuglodon atrox Andrews . . . . . -439-
Antenen, F.: Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unteren Ende des Bieler Sees. . . . . -436-
Arbenz, P.: Diploporen aus dem Schrattenkalk im Säntisgebiet . . . . . -154-
— Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz) . . . . . -401-
Arber, E. A. N.: Bibliography of Literature of Palaeozoic Fossil Plants, including some of the more important memoirs published between 1870—1905 . . . . . -144-
— On the Affinities of the Triassic Plant Yuccites vogesiacus Schimp. et Moug. . . . . -151-
— On the fossil Plants of the Waldershare and Fredville Series of the Kent Coalfield . . . . . -302-
Arber, E. A. N. and H. H. Thomas: On the structur of Sigillaria scutellata Brongn. and other Eusigillarian stems, in comparison with those of other palaeocoic Lycopods . . . . -145-
Aschan, O.: Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe (Humussole) für die Bildung der See- und Sumpferze . . . . -77-
Atwood, W. W.: Red Mountain, Arizona: a dissected volcanic cone . . . . . -45-
Auer, E.: Ueber einige Krokodile der Juraformation . . . . . -450-
Barbier, Ph.: Sur un caractère chimique différential des orthoses et des microclines . . . . . -185-
— Sur un nouveau mica du groupe paragonite . . . . . -190-

Seite

Barker, T. V.: Contributions to the theory of isomorphism based on experiments on the regular growthes of crystals of one substance on those of another . . . . . -322-
— On the regular growth of soluble salts on each other . . . . -161-
— The question of a relation between the Parallel Growths of Crystals and Isomorphous Miscibility, and the bearing of Parallel Growths on questions of Isomorphism. — Communications from the Oxford Mineralogical Laboratory No. XI . . . . . -324-
— Untersuchungen über regelmäßige Verwachsungen. . . . . -321-
Barrell, J.: Geology of the Marysville mining district, Montana; a study of igneous intrusion and contact metamorph . . . . -74-
Barrett-Hamilton, G. E. H.: Traces of post glacial action in the Orange River Colony, South Africa . . . . . -111-
Barron, T.: Lower Miocene Beds between Cairo and Suez . . . -100-
— Age of the Petrified Forest etc. between Cairo and Suez . . -100-
— The Topography and Geology of the district between Cairo and Suez . . . . . -100-
Bärtling, R.: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk . . . . . -77-
Barus, C.: Note on Volcanic Activity . . . . . -82-
Bather, F. A.: The discovery in west Cornwall of a silurian crinoid characteristic of Bohemia . . . . . -134-
Baumhauer, H. und C. O. Trechmann: Neuere Beobachtungen am Baryt des Binnentales . . . . . -345-
Becke, F.: Ueber Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation . . . . . -375-
— Whewellit von Brüx . . . . . -15-
— Bemerkungen über krumme Kristallflächen . . . . . -17-
Becker, G. F.: Currient Theories of Slaty Cleavage. . . . . -53-
Behrend, F.: Ueber einige Carbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden . . . . . -150-
Beiträge zur Geologie der präcambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez:
I. Ramsay, W.: 1. Einleitung. 2. Das Sandstein-Diabas-Gebiet westlich vom See Onega . . . . . -218-
II. Wahl, W.: 3. Die Gesteine der Westküste des Onegasees -218-
Bertrand, C.: La specification des Cardiocarpus de la collection B. Renault . . . . . -461-
Bertrand, M.: 1. Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. 2. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. 3. Déformation tétraëdrique de la Terre et déplacement du pôle -366-
Berwerth, F.: Die Tracht der Meteoriten. Vortrag gehalten im wissenschaftlichen Klub in Wien am 21. März 1907 . . . -352-
— Etwas über die Gestalt und Oberfläche der Meteoriten . . . -352-
— Steel and Meteoric Iron . . . . . -352-
Bittner: Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien. . . . . -416-
Blake, Wm. P.: Tourmaline of Crown Point, Essex Co., N. Y. . -192-
Blake, G. S. and G. F. H. Smith: Baddeleyite from Ceylon. . -179-
Bleeck, A. W. G.: Die Jadeitlagerstätten im Upper Burma . . -185-
Bogojawlensky, A. und N. Winogradow: Ueber das Verhalten von Schmelz- und Klärungskurven flüssiger Kristalle und ihrer Mischungen . . . . . -331-
Bordas, F.: Contribution à la synthèse des pierres precieuses de la famille de aluminides . . . . . -178-

Seite
Boule, M.: L'homme fossile de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze) . -125-
Boussac, T.: Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes . . . . . -108-
Bouyssoni, A. et J. et L. Bardon: Découverte d'un squelette Moustérien à la Bouffia de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze) . -124-
Bowman, H. L.: On Hamlinite from the Binnental, Switzerland -194-
Branca, W.: Sind alle im Innern von Ichthyosauren liegenden Jungen ausnahmslos Embryonen? . . . . . -448-
— Nachtrag zur Embryonen-Frage bei Ichthyosaurus . . . . . -448-
— Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der Trinil-Expedition der Akademischen Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin . . . -111-
Branner, J. C.: Geology of the northeast coast of Brazil . . . -103-
Bréon, R.: Galets et sables du Pas-de-Calais . . . . . -200-
Brockmeier, H.: Ein neuer Tertiäraufschluß und eigenartige diluviale Bildungen von M.-Gladbach . . . . . -274-
Broom, R.: On the Remains of Erythrosuchus africanus Broom -131-
Brown, B.: The Ancylosauridae, a new Family of armored Dinosaurs from the upper cretaceous . . . . . -440-
— The osteology of Champosaurus Cope . . . . . -132-
Bruhns, W.: Ueber vulkanische Bomben von Schweppenhausen bei Stromberg am Soonwald . . . . . -58-
Brun, A.: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. (III. partie.) Avec la collaboration pour le travail sur le terrain de H. F. Montagnier . . . . . -363-
— Sur la cristallisation de l'obsidienne de Lipari . . . . . -366-
Brunhes, J.: Sur les relations entre l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale . . . . . -201-
Bücking, H.: Ueber einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön . . . . . -424-
Campbell, W. and C. W. Knight: A Microscopic Examination of the Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming . . . . . -79-
— On the Microstructure of Nickeliferous Pyrrhotites . . . . . -79-
Carles, P.: Le fluor dans les eaux minérales . . . . . -205-
Carruthers, R. G.: A Revision of some carboniferous corals . -292-
Caspary, R.: Die Flora des Bernsteins und anderer fossiler Harze des ostpreußischen Tertiärs. Nach dem Nachlasse des Verstorbenen bearbeitet von R. Klebs. Bd. I. (I. Thallophyten. II. Bryophyten. III. Pteridophyten. IV. Gymnospermen) . . . -307-
Cayeux, L.: Genèse d'un minerai de fer par décomposition de la glauconie . . . . . -394-
— Structure et origine probable du minerai de fer magnétique de Diélette (Manche) . . . . . -393-
Chapman, F.: On Dimorphism in the Recent Foraminifer, Alveolina boscii Defr. sp. . . . . -135-
— Recent foraminifera of Victoria: Some Littoral Gatherings . -144-
Chautard, J. et P. Lemoine: Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique . . -339-
Checchia-Rispoli, G.: La serie nummulitica dei dintorni di Termini-Imerese. I. Il Vallone Tre Pietre . . . . . -295-
Coleman, A. P.: The Helen Iron Mine Michipicoten . . . . . -390-
Collet, L. W.: Étude géologique de la Chaîne Tour Saillère—Pic de Tanneverge . . . . . -83-
Collet, L. W. et G. W. Lee: Sur la composition chimique de la glauconie . . . . . -394-
Commont, M. V.: Les industries de l'ancien Saint-Acheul . . . -283-
Compter, G.: Das Diluvium in der Umgegend von Apolda . . -278-

Seite

Condon, Th.: A new fossil Pinniped (Desmatophoca oregonensis) from the miocene of the Oregon coast . . . . . -440-
Copaux, G.: Sur le polymorphisme du chlorate de soude et sur la structure de sa forme cubique douée de pouvoir rotatoire . -162-
— Sur la structure de la forme cubique du chlorate de soude douée du pouvoir rotatoire . . . . . -162-
Couffon, O.: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. I. Étage Redonien, Gisement de Saint-Clément-de-la-Place . -276-
— Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. II. Étage Pontilevien, Gisement de Haguineau . . . . . -276-
— Contribution à Étude des faluns de l'Anjou. III. Miocène supérieur. Gisement des Pierres Blanches près Chalonnes . . -276-
— Le Miocène en Anjou . . . . . -276-
— Le Miocène en Anjou (Supplément) . . . . . -277-
— Le Bartonien supérieur (Marinésien) en Anjou . . . . . -277-
— Sur quelques Crustacés des faluns de la Touraine et d'Anjou -277-
Couyat: Sur la célestite du Mokattam (Le Caire) . . . . . -347-
Credner, H.: Geologische Uebersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:250000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des k. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der k. sächsischen geologischen Landesanstalt bearbeitet . . . . . -400-
Currie, J.: The mineralogy of the Faeröes arranged topographically . . . . . -27-
Daly, R. A.: Okanagen composite batholith of the Cascade Montain system . . . . . -68-
— The Limeless Ocean of Pre-Cambrian Time . . . . . -50-
Davis, W. M.: An excursion to the plateau province of Utah and Arizona . . . . . -422-
Day, A. L., E. T. Allen, S. E. Sepherd, W. P. White und F. E. Wright: Die Kalkkieselreihe der Mineralien. Zusammengestellt nach neuen Untersuchungen des geophysikalischen Laboratoriums, Carnegie Institution in Washington . . . . . -180-
Delheid, E.: Quelques fossiles bruxelliens de la région de Waterloo . . . . . -275-
Denckmann, A.: Die Ueberschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreis Olpe . -272-
— Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten -272-
— Ueber eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe . . . . . -241-
Deprat, G.: Les volcans du Logudoro et du Campo d'Ozieri (Sardaigne) . . . . . -47-
Deprat, J.: Le Nummulitique de la Pta. del Fornello (Corse) . -275-
Destiner, P.: Comparaison de la Faune des sables de Boncelles avec celle de l'Oligocène supérieur de Westphalia . . . . . -275-
Dieseldorff, A.: Neue Manganerzvorkommen in Britisch Nord-Borneo . . . . . -80-
Dollfuß, G. F.: Découverte à Darvault (Seine et Marne) d'un calcaire lacustre inséré dans la partie moyenne des Sables de Fontainebleau . . . . . -107-
Doelter, C.: Ueber die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren . . . . . -51-
Douvillé, H.: Les couches à Lépidocyclines dans l'Aquitaine et la Vénétie . . . . . -135-
— Lépidocyclines du Sausset (B. du Rhône) . . . . . -136-
— Observations géologiques dans les environs d'Interlaken . . . -88-

Seite

Douvillé, R.: Position stratigraphique des gisements à Lepidocyclines dans le Miocène de Provence . . . . . -297-
Douxami, H. et P. Marty: Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville (Haute-Savoie) . . . . . -467-
Dresser, J. A.: Igneous rocks of the Eastern Townships of Quebec -67-
Dubois, E.: Das geologische Alter der Kendeng- oder Trinil-Fauna . . . . . -114-
Düll, E.: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter . . . . . -54-
— Ueber die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse . . . . . -377-
Duparc, L.: Sur l'ouralitisation du pyroxène . . . . . -342-
Dürr, L.: Die Mineralien der Markircher Erzgänge . . . . . -21-
— Ueber ein neues Vorkommen von Lautit . . . . . -8-
Dutton, C. E.: Volcanos and radioactivity . . . . . -47-
Eichhorn, G.: Die paläolithischen Funde von Taubach in den Museen zu Jena und Weimar . . . . . -285-
Eichstädt, Fr.: En egendomlig af rent glas bestående meteorit funnen i Skåne . . . . . -354-
Einecke, G.: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel . . . . . -242-
Engelhardt, H.: Tertiäre Pflanzenreste aus den Fajûm . . . -308-
Erdmannsdörffer, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. III. Ueber Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs . . . -55-
— Ueber Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge . . . . . -56-
Evans, J.: Some recent discoveries of palaeolithic implements . . -123-
Evans, J. W.: Anotation of the thirty-tow classes of symmetry -155-
— Notes on skiodroms and isogyres . . . . . -156-
Evans, O. H.: Notes on the Raised Beaches of Taltal (Northern Chile) . . . . . -200-
Farrington, O. C.: Analyses of Iron Meteorites compiled and classified . . . . . -353-
— Meteorite Studies. II. . . . . -41-
— Analysis of „Iron Shale" from Coon Mountain, Arizona . . . -42-
Felix: Studien über die oberen Kreideschichten in den Alpen und in den Mediterrangebieten . . . . . -427-
— Ueber eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens -294-
Fenten, J.: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein . . -277-
Fermor, L. L.: Notes on some Indian Aerolites . . . . . -38-
— Note on the Meteoric Shower of the 22. October 1903 at Dókachi and Neighbourhood, Dácca-District, Bengalen . . . -39-
Finckh, L.: Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen . . . . . -58-
— Ueber einen am 6. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall . . . . . -55-
Fitting, H.: Sporen im Buntsandstein — die Makrosporen von Pleuromeia? . . . . . -461-
Fleischer, A.: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basalts beim langsamen Erstarren . . . . . -51-
— Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren . . -51-
Fleury, E.: Une nouvelle poche fossilifère sidérolitique à la „Verrerie de Roche" (Jura bernois) . . . . . -432-
Fliche, P. et R. Zeiller: Note sur une florule portlandienne des environs de Boulogne-sur-Mer . . . . . -459-

Seite
Ford, W. E.: Stephanite crystals from Arizpe, Sonora, Mexico . -170-
Fraas, E.: Dinosaurierfunde in Ostafrika . . . . . -448-
— Funde von Dinosauriern in Deutsch-Ostafrika . . . . . -448-
— Ostafrikanische Dinosaurier . . . . . -448-
Friedel, G.: Études sur la loi de Bravais . . . . . -313-
— Observations relatives aux cristaux fluides . . . . . -6-
— Sur un nouveau gisement de pilotite (lassalite) . . . . . -192-
Frosch, J.: Die fossile Fauna des Bayreuther Muschelkalkes . . -131-
Früh, J.: Inselberge im Rheintal . . . . . -400-
— Zur Etymologie von „Flysch" (n.), „Fliesse" (f.) und „Flins" (m.) -432-
Fuchs, A.: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein, nebst einer Uebersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevon mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevon . . . . . -272-
Fugger: Blünbachtal . . . . . -414-
— Die Gaisberggruppe . . . . . -414-
— Die Gruppe des Gollinger schwarzen Berges . . . . . -417-
— Die Salzburger Ebene und der Untersberg . . . . . -415-
Fukuchi, N.: Mineral parageneses in the contactmetamorphic ore-deposits, found in Japan . . . . . -32-
— Occurrences of Sulphur in Japan . . . . . -163-
Gäbert, C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontakterscheinungen . . . . . -212-
Galdieri, A.: Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano . . . . . -98-
Gaub, F.: Ueber oolithbildende Ophthalmidien im Dogger der schwäbischen Alb . . . . . -297-
Gaubert, P.: Sur la double réfraction accidentelle de la bromyrite -334-
— Sur la reproduction artificielle de la barytine, de la célestine, de l'anglésite et sur les mélanges isomorphes de ces substances -348-
— Sur l'emploi de matières étrangères modifiant les formes d'un cristal en voie d'accroissement pour déterminer la symétrie cristalline . . . . . -329-
— Sur les cristaux liquides de deux composés nouveaux de la cholestérine . . . . . -332-
Gaudry, A.: Fossiles de Patagonie. De l'économie dans la Nature -439-
Geier, G.: Umgebung von Hollenstein . . . . . -416-
— Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten . . . . . -416-
Gerber, E.: Vorläufige Mitteilung über das Eocän des Kientals -431-
Gilbert, G. K.: Gravitational assemblage in granite . . . . . -66-
Gilmore, Ch. W.: Notes on some recent additions to the exhibition series of vertebrate fossils . . . . . -131-
— The mounted skeleton of Triceratops prorsus . . . . . -131-
— Osteology of Baptanodon Marsh . . . . . -447-
— Notes on Osteology of Baptanodon with a description of a new species . . . . . -447-
Girasoli, D: Analisi delle ceneri emesse nell' eruzione vesuviana dell' aprile 1906 . . . . . -46-
Glangeaud, Ph.: Des divers modes de l'activité volcanique dans la chaîne des Puys . . . . . -46-
Goldschmidt, V. M.: Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen . . . . . -157-
— Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen. II. . . . . -157-
Goldschmidt, V. und B. Mauritz: Ueber Kalomel . . . . . -335-
Gothan, W.: Die fossilen Hölzer von König-Karls-Land . . . . -301-

Seite

Gothan, W.: Ueber einige in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer . . . . . -309-
Gourdon, E.: Sur un microgranite alcalin recueilli sur la terre de Graham par l'expédition antarctique du Dr. Charcot . . -225-
Grant, U. S.: Structural Relations of the Wisconsin Zinc and Lead Deposits . . . . . -79-
Graton, L. C.: Reconnaissance of some Gold and Tin Deposits of the Southern Appalachians. With Notes on the Dahlonega Mines by W. Lindgren . . . . . -234-
Grupe, O.: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager . . . . . -426-
— Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande . . . -407-
Haas, F.: Ein neuer fossiler Unio . . . . . -279-
Hacker, V.: Tiefsee-Radiolarien . . . . . -298-
Halle, Th. G.: Zur Kenntnis des mesozoischen Equisetales Schwedens . . . . . -150-
Hamilton, A.: Note on Remains of some of the Extinct Birds of New Zealand found near Ngapara . . . . . -130-
— Notes on a Small Collection of Fossils from Wharekuri, on the Waitaki River, North Otago . . . . . -104-
Hammer, W.: Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe . . -380-
— Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortler Gruppe -379-
Hampel, J.: Ueber die chemische Konstitution des Augits aus der Paschkopale bei Boreslau . . . . . -341-
Harbort, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim—Isterberger Sattels . -410-
Harlé, E.: Faune quaternaire de la Province de Santander (Espagne) . . . . . -129-
Hatcher, J. B.: Two new Ceratopsia from the Laramie of Converse County, Wyoming. Edited by R. S. Lull . . . . . -132-
Hatcher †, Marsh †, Lull: The Ceratopsia . . . . . -449-
Hatzfeld, C.: Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn -389-
Haug, E.: Sur le pli couché des Diablerets . . . . . -88-
Hauser, O.: Ueber den sogen. Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl . . . . . -344-
Hay, O. P.: Description of five species of North American fossil turtles four of which are new . . . . . -450-
— Dr. W. J. Holland on the skull of Diplodocus . . . . . -447-
— On certain genera an species of carnivorous dinosaurs, with special reference to Ceratosaurus nasicornis Marsh . . . . . -443-
— On the habits and the pose of the sauropodous Dinosaurs, especially of Diplodocus . . . . . -442-
— The fossil turtles of North Amerika . . . . . -451-
Heim, A.: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge . . . -400-
— Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung in den Kreideketten am nordschweizerischen Alpenrand . . . . -400-
— Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht . . . . . -93-
— Ueber den Berglitenstein und die Grabser Klippe . . . . . -86-
— Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh . . . . . -86-
Heinecke, E.: Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen . . . . . -452-
Henke, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde . . . . . -241-

Seite

Hillebrand, W. F.: The vanadium sulfide, Patronite, and its mineral associates from Minasragra, Peru . . . . . -167-
Hillebrand, W. F. and W. T. Schaller: The mercury minerals from Terlingua, Texas; Kleinite, Terlinguaite, Eglestonite, Montroydite, Calomel, Mercury . . . . . -173-
Hilton, H.: Note on the thirty-two classes of symmetry . . . . -155-
Hobbs, W. H.: Iron Ores of the Salisbury District of Connecticut, New York and Massachusetts . . . . . -395-
— Some Topographic Features Formed ad the Time of Earthquakes and the Origin of Mounds in the Gulf Plain . . . . -49-
— The grand eruption of Vesuvius in 1906. . . . . -45-
Holland, W. J.: The Osteology of Diplodocus Marsh. . . . . -446-
Holzapfel, E.: Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon . -271-
Hoppe, O.: Ueber die mechanischen Vorgänge im Innern und an der Oberfläche der Erde mit Berücksichtigung der sogen. „faulen Ruscheln“ am Harz . . . . . -77-
Hovey, E. O.: The Chester, New York, Mastodon . . . . . -129-
Howard, O. S. and J. M. Davison: The Estacado Aerolite . -39-
Howchin, W.: Foraminifera from a Calcareous Marlestone, Gingin -299-
Howell, E. E.: Description of the Williamstown Meteorite . . -359-
— The Ainsworth Meteorite. . . . . -359-
Huene, F. v.: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation mit Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse . -286-
Hussak, E.: Ueber die Manganerzlager Brasiliens. Berichtigung der in der Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. 12. 1904. 414—416 von W. Friz veröffentlichten Mitteilung . . . . . -81-
Hutchinson, A.: The chemical composition of Lengenbachite . -172-
— The optical characters of Antimonite . . . . . -167-
Inostranzeff, A.: Ein Goldklumpen aus der Seife des Flusses Petrowka, Jegorjewsky-Grube, Altai-Bezirk. . . . . -334-
Isaac, F.: The Temperatures of Spontaneous Crystallisation of Mixed Solutions and their Determination by Means of the Index of Refraction. Mixtures of Solutions of Sodium Nitrate and Lead Nitrate . . . . . -326-
Jaczewsky, L.: Ueber das Nickeleisen vom Flusse Onot . . . -353-
Jaeger, F.: Ueber Oberflächengestaltung im Odenwald . . . . -199-
Japha, A.: Ueber subfossile und rezente Walknochenfunde aus Ost- und Westpreußen . . . . . -437-
Japha, J.: Weiteres über ostpreußische Walknochenfunde . . . -437-
Ježek, B.: I. Beitrag zur Morphologie des Whewellits . . . . -196-
— II. Weiterer Beitrag zur Morphologie des Whewellits . . . . -196-
— Ueber den Braunit von Minas Geraes . . . . . -338-
— Ueber den Hamlinit von Brasilien . . . . . -344-
Jimbo, K.: Cordierite in Copper Ore-Deposit, found in the Hitachi mine, Hitachi province . . . . . -191-
— Crystal form of the enargite from Kinkwaseki, Taiwan Island (Formosa) . . . . . -173-
— On some zeolites found in Japan . . . . . -192-
— Sorobandama-ishi . . . . . -179-
Kadic, O.: Mesocetus hungaricus Kadik. Eine neue Balenopteridenart aus dem Miocän von Borbolya in Ungarn . . . . . -438-
Kaiser, E.: Die Entstehung des Rheintals . . . . . -239-
Kaiser, E. und L. Siegert: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande . . . . . -409-
Kessler, P.: Lytoceras taeniatum Pomp. und L. Wrighti Buckm. . . . . -134-
Kilian, W.: Notes sur la tectonique des Alpes françaises . . . -87-

Seite

Kilian, W.: Présence de nombreuses Orthophragmina de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne . -299-
Kip, H. Z.: A new method for the determination of the hardness of minerals . . . . . -155-
Kittl, E.: Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen . -415-
Kleinschmidt, A. und H. Limbrock: Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan . . . -224-
Klemm, G.: Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite . . . . . -375-
— Ueber das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“ -178-
Knight, N.: Notiz über die Bestimmung von Ferroeisen . . . . -7-
Koby, F.: Polypiers bathoniens de St. Gaultier (Département de l'Indre) . . . . . -293-
Köchlin, R.: Ueber Pyrit von Rudobanya . . . . . -168-
Koken, E.: Ueber Hybodus . . . . . -456-
v. Koenen: Zur Entstehung der Salzlager Nordwest-Deutschlands . . . . . -423-
Korn, J.: Ueber Oser bei Schönlanke . . . . . -108-
Kossmat: Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen . . . . . -416-
Krasser, Fr.: Die Diagnosen der von Dionysius Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceenarten unterschiedenen Farne . . . . . -464-
— Fossile Pflanzen aus Transbaikalien, der Mongolei und Mandschurei . . . . . -463-
Krejči, A.: Das Gold vom Otavaflusse . . . . . -334-
Krusch, P.: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen . . -76-
Kunz, G. F.: Diamonds in Arkansas . . . . . -164-
— Henri Moissan . . . . . -1-
— The Diamond and Moissanite, Natural, Meteoric and Artificial -7-
Kunz, G. F. and H. S. Washington: Note on the forms of Arkansas diamonds . . . . . -164-
Küster, H.: Zur Morphographie und Siedelungskunde des oberen Nahegebiets . . . . . -199-
Lacroix, A.: Note sur la minéralogie du pays Mahafaly (Madagascar) . . . . . -71-
— Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée . . . . . -71-
— Sur deux gisements nouveaux de métavoltite . . . . . -194-
— Sur la constitution pétrographique du massif volcanique du Vesuve et de la Somma . . . . . -221-
— Sur l'existence du fluorure de sodium cristallisé comme élément des syénites néphéliniques des îles de Los . . . . . -164-
— Sur les minéraux des fumerolles de la récente éruption de l'Etna et sur l'existence de l'acide borique dans les fumerolles actuelles du Vésuve . . . . . -165-
— Sur une nouvelle espèce minérale provenant du Congo français -191-
Lagerheim, G.: Om lämningar af Rhizopoder, Heliozoer och Tintinnider i Sveriges och Finlands lakustrina kvartäraflagringar . . . . . -280-
— Om Quadrula subglobosa Lag. . . . . -280-
Lambe, M. L.: On na new Crocodilian genus and spezies from the Judith River formation of Alberta . . . . . -450-
Laurent, L.: Les Progrès de la paléobotanique angiospermique dans la dernière décade . . . . . -144-

Seite

Le Chatelier, H. et S. Wologdine: Note sur la densité du graphite . . . . . -333-
Leeds, E. T.: On Metriorhynchus brachyrhynchus (Desl.) from the Oxford Clay near Peterborough . . . . . -442-
Lehmann, O.: 1. Bemerkung zu den Abhandlungen von D. Vorländer und Ada Prins über flüssige Kristalle . . . . . -332-
— 2. Zur Geschichte der flüssigen Kristalle . . . . . -332-
— 1. Scheinbar lebende flüssige Kristalle . . . . . -4-
— 2. Flüssige Kristalle und ihre Analogien zu den niedrigsten Lebewesen . . . . . -4-
— Die scheinbar lebenden Kristalle. Anleitung zur Demonstration ihrer Eigenschaften sowie ihrer Beziehungen zu anderen flüssigen und zu den festen Kristallen in Form eines Dreigesprächs . . -4-
— Ueber flüssige Kristalle. Erwiderung auf die Aeußerungen der Herren E. Riecke, B. Weinberg, W. Nernst und K. Fuchs -5-
— Flüssige Kristalle und mechanische Technologie . . . . . -5-
Leith, Ch. K.: Genesis of the Lake Superior Iron Ores . . . . -390-
— Iron Ore Reserves . . . . . -390-
— The Geology of the Cuyuna Iron Range, Minnesota . . . . -394-
Leprince-Ringuet, F.: Mesures géothermiques effectuées dans le bassin du Pas-de-Calais . . . . . -44-
Leuthardt, Fr.: Beiträge zur Kenntnis der Hupperablagerungen im Basler Jura . . . . . -388-
Leutz, H.: Die süddeutschen Erdbeben im Frühjahre 1903 . . -49-
Lewis, W. J.: On some twins of calcite; and on a simple method of drawing crystals of calcite and other rhombohedral crystals, and of deducing the relations of their symbols . . . . . -179-
Lindgren, W.: Some Gold and Tungsten Deposits of Boulder County, Colorado . . . . . -234-
Lindgren, W. and F. L. Ransome: Report of Progress in the Geological Resurvey of the Cripple Creek District, Colorado . -233-
v. Linstow, O.: Beiträge zur Geologie von Anhalt. 1. . . . . -429-
— Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen . . . . . -109-
— Ueber Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt . . . . . -110-
Louderback, G. D.: The relation of radioactivity to vulcanism -48-
Loewinson-Lessing, F.: Ueber die Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja im Ural . . . . . -392-
Lugeon, M.: Analogie entre les Carpathes et les Alpes . . . . -418-
— Bélemnites et radiolaires de la brèche du Chablais . . . . . -401-
— Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne) . . . . -405-
— Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes . . . . . -419-
Lull, R. S.: The cranial musculature and the origin of the frill in the Ceratopsian Dinosaurs . . . . . -450-
— Volant adaptation in vertebrates . . . . . -122-
McConnell, R. G.: Report on gold values in the Klondike high level gravels . . . . . -235-
McGregor, J. H.: On Mesosaurus brasiliensis n. sp. from the Permian of Brazil . . . . . -444-
— The Phytosauria with especial reference to Mystriosuchus and Rhytidodon . . . . . -445-
Maitland, A. G.: Preliminary report on the geological features and mineral resources of the Pilbara goldfield . . . . . -237-
Marshall, P.: Boulders in Triassic Conglomerate, Nelson . . . -104-
Martel, E. A.: Sur les gouffres de la mer et le volcanisme . . -204-

Seite

Martel, E. A.: Sur les clues de Provence et sur les irrégularités des courbes d'équilibre des cours d'eau . . . . . -205-
Martin, G. C.: The petroleum fields of the pacific coast of Alaska with an account of the Bering River coal deposits . -395-
Martin, J.: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste . . . . . -109-
Martin, K.: Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java . . . . . -113-
Marty, P.: L'If Miocène de Joursac (Cantal). Sur un cas d'intervention des caractères hostologiques de leur épiderme dans la détermination des feuilles fossiles . . . . . -466-
— Un Nouvel Horizon Paléontologique du Cantal . . . . . -466-
— Végétaux fossiles de Chinérites Pliocènes de Las Clausades (Cantal) . . . . . -466-
Mauritz, B.: Ueber den Pyrargyrit von Hiendelaencina . . . . -336-
Mead, W. J.: The Relation of Density, Porosity and Moisture to the specific Volume of Ores . . . . . -389-
Merriam, C. J.: Notes on the Osteology of the Thalattosaurian genus Nectosaurus . . . . . -448-
— Triassic Ichthyosauria with special reference to the american forms . . . . . -445-
Merrill, G. P.: The Meteoric Crater of Canyon Diablo, Arizona, its History, Origin and associated Meteoric Irons . . . . . -357-
Merrill, G. P. and W. Tassin: Contributions to the study of the Canyon Diablo Meteorites . . . . . -354-
Meunier, St.: Origine et mode de formation des minerais de fer oolithique . . . . . -393-
Miers, H. A.: Note on the crystallization of potassiumbichromate. Communications from the Oxford mineralogical laboratory No. X . . . . . -328-
Miers, H. A. and F. Isaac: On the temperature at which water freezes in sealed tubes . . . . . -329-
— The refractive indices of crystallising solutions, with especial reference to the passage from the metastable to the labile condition . . . . . -157-
— The Spontaneous Crystallisation of Substances which form a Continuous Series of Mixed Crystals. Mixtures of Naphthalene and β-Naphthol . . . . . -327-
Moodie, R. L.: Reptilian Epiphyses . . . . . -442-
— The relationship of the turtles and Plesiosaurs . . . . . -442-
— The Sacrum of the Lacertilia . . . . . -441-
Mordziol, C.: Ueber das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens . . . . . -239-
— Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Erstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge . . . . . -240-
Morozewicz, J.: Ueber die chemische Zusammensetzung des Nephelins . . . . . -9-
Mühlberg, F.: Beobachtungen bei der Neufassung der Limmatquelle (zu Baden) und über die dortigen Thermen im allgemeinen -83-
— Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrollbohrung auf Steinsalz bei Koblenz im Jahre 1903 . . . . . -105-
— Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Maßstab 1:25000. II. Teil. Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales . . . . . -434-
Munck, E. de: Découverte d'Éolithes sous le sable tertiaire (Om) de Rocourt lez-Liège . . . . . -107-

Seite
Munroe, Ch. E.: Artificial Hematite Crystals . . . . . -8-
Nathorst, A. G.: Paläobotanische Mitteilungen. 3. und 4.—6. . -152-
Nodon, A.: Recherches sur les variations du potentiel terrestre -362-
Nopcsa, F. v.: Ideas on the origin of flight . . . . . -282-
— Zur Kenntnis der fossilen Eidechsen . . . . . -447-
Ohnesorge: Ueber Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen . -415-
— Ueber Vesuvaschenfälle im nordöstlichen Adriagebiete im April 1906 . . . . . -362-
Oliver, F. W.: On Physostoma elegans Williamson. An Archaic Type of Seed from the Palaeozoic Rocks . . . . . -309-
Oppenheim, P.: Ueber eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina . . . . . -292-
Palache, Ch.: Mineralogical notes . . . . . -20-
— Occurrence of Olivine in the Serpentine of Chester and Middlefield, Mass. . . . . -15-
Pálfy, v.: Das Goldvorkommen im Siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge . . . . . -231-
Pannekoek, J. J.: Geologische Aufnahme der Umgebung von Seelisberg . . . . . -84-
Pfaff, F. W.: Ueber Schwereänderungen und Bodenbewegungen in München . . . . . -198-
Phalen, W. C.: Origin and Occurrence of Certain Iron Ores of Northeastern Kentucky . . . . . -391-
Philipp, H.: Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald . . . . . -55-
Philippi, E.: Geologischer und chemischer Bericht . . . . . -201-
Piroutet, M.: Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie . . . . . -105-
Platen, P.: Untersuchungen fossiler Hölzer aus dem Westen der Vereinigten Staaten von Nordamerika . . . . . -149-
Pohlig, H.: Zur Lakkolithenfrage . . . . . -53-
Popescu-Voitesti, T.: Abnormale Erscheinungen bei Nummuliten -136-
Preiswerk, H.: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Erster Teil der Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen . . . . . -59-
Priem, F.: Sur des Vertébrés de l'Éocène d'Egypte et de Tunisie -440-
Prindle, L. M. and Fr. L. Heß: The Rampart Gold Placer Region Alaska . . . . . -233-
Prior, G. T. and F. Zambonini: On Strüverite and its relation to Ilmenorutile . . . . . -175-
Purington, Ch. W.: Methods and Costs of Gravel and Placer Mining in Alaska . . . . . -233-
Ravagli, M.: Calcari nummulitici des dintorni di Firenze . . . -137-
Reade, T. M.: Postglacial beds at Great Crosby, as disclosed by the new outfall Sewer . . . . . -281-
Redlich: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales . . . . . -413-
Renevier, E.: Sur la brèche cristalline des Ormonts . . . . . -401-
Renner, O.: Teichosperma, eine Monokotylenfrucht aus dem Tertiär Aegyptens . . . . . -308-
Riccò, A.: Les paroxysmes du Stromboli . . . . . -363-
— Sur l'activité de l'Etna . . . . . -363-
Rinne, F.: Ueber die Umformung von Carnallit unter allseitigem Druck in Vergleich mit Steinsalz, Sylvin und Kalkspat . . . -165-
Rollier, L.: Provenance des sédiments de la Molasse et du Calcaire grossier du Randen . . . . . -432-
— Sur la seconde édition de la Carte géologique du Jura bernois -400-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 2. . . . . -346-

Seite
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 4. . . . . -339-
— Kristallographische Mitteilungen. 5. . . . . -350-
— Kristallographische Mitteilungen. 6. . . . . -337-
— Kristallographische Mitteilungen. 7. . . . . -345-
— Ueber Wachstumserscheinungen an Kristallen von Kaliumjodid und Kaliumbromid . . . . . -160-
Roessinger, G.: Bélemnites de la brèche du Chablais (brèche de la Hornfluh) . . . . . -401-
— Les couches rouges de Leysin et leur faune . . . . . -429-
Rothpletz, A.: Ueber Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Oesel . . . . . -153-
Rutot, A.: Moustiérien et Aurignacien . . . . . -126-
— Sur l'âge des dépots connus sous les noms de sable de Moll, d'argile de la Campine, de cailloux de quartz blanc, d'argile d'Andenne et de sable à facies marin noté Om dans la légende de la carte géologique de la Belgique au 40000e . . . . . -274-
Salfeld, H.: Beiträge zur Kenntnis jurassischer Pflanzenreste aus Norddeutschland . . . . . -462-
Salomon, W.: Die Entstehung der Sericitschiefer in der Val Camonica (Lombardei) . . . . . -221-
Samojloff, J.: Orientierung der Aetzfiguren auf Baryt, Cölestin und Anglesit . . . . . -348-
Sander, Br.: Geologische Beschreibung des Brixener Granits . -385-
Sapper, K.: Ueber einige isländische Lavavulkane . . . . . -47-
Sarasin, Ch.: La chaîne du Simplon au point de vue géologique -87-
Schaller, W. T.: Mineralogical notes . . . . . -18-
— Notes on Powellite and Molybdite . . . . . -194-
Schardt, H.: Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes . . . . . -87-
Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. Teil I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes . . . . . -137-
Schindehütte, G.: Die Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg (Bez. Kassel) . . . . . -147-
Schmidt, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes, wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 und 1906 . . . . . -272-
Schöndorf, Fr.: Aspidosoma Schmidti n. sp. Der erste Seestern aus den Siegener Schichten . . . . . -134-
Schuster, J.: Paläobotanische Notizen aus Bayern. 1. . . . . -467-
— Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden . . . . . -303-
Scott, H. D.: The Present Position of Palaeozoic Botany . . . -144-
Seidlitz, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon -88-
Senouque, A.: Sur la diminution de l'intensité du champ magnétique terrestre en fonction de l'altitude, dans le massif du Mont Blanc . . . . . -44-
Seward, A. C.: Jurassic Plants from Caucasia and Turkestan . -147-
Sichtermann, P.: Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme . . . . . -407-
Silvestri, A.: Philippe de la Harpe nella questione delle Lepidocicline . . . . . -139-
— Miliolidi trematoforate nell' Eocene della Terra d'Otranto . . -140-
Simpson, E. S.: Notes on a meteorite from the Nuleri District of Western Australia . . . . . -360-
Sjögren: Om våra järnmalmers bildningssätt . . . . . -391-
Skeats, E. W.: Notes on the geology of Mooroodue in the Mornington peninsula . . . . . -230-

Seite
Skeats, E. W.: Notes on the geology of the You Yangs, Victoria -231-
Slavík, F.: Ueber die Mineralien von Kostajnik in Serbien . . -166-
— Whewellit von Schlan . . . . . -195-
Smith, G. F. H.: Ilmenite from Jacupiranga, Brazil . . . . . -175-
— Red silver minerals from the Binnental, Switzerland . . . . -171-
Smith, J. P.: The paragenesis of minerals in the glaucophane —bearing rocks in California . . . . . -71-
Smolař, G.: Die Messung der Kantenwinkel mittels eines Vertikal-iluminators am Reflexionsgoniometer . . . . . -313-
Smyth, H. L.: Magnetic Observations in Geological and Economic Work. I. II. . . . . -389-
Sokichi Ko: Cristallisation of the Pyrite from Sagi (Izumo province) -169-
Sollas, W. J.: Recumbend Folds produced as a Result of Flow -82-
Sommerfeldt, E.: Ueber den Ursprung des Ammoniaks der Laven . . . . . -7- -52-
Souza-Brandão, V.: Gefäß-Totalreflektometer und Achsenwinkelapparat, in Verbindung mit dem Babinet'schen Goniometer und weitere Verbesserungen an dem letzteren . . . . -156-
Spandel, E.: Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna . . . . . -433-
Spencer, L. J.: A (fourth) list of new mineral names . . . . . -155-
— Note on Feather-ore: identity of Domingite (= „Warrenite") with Jamesonite . . . . . -170-
Spethmann, H.: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser . . . . . -109-
Spitzner, V.: Geologische Verhältnisse der Bezirke Proßnitz und Plumenau . . . . . -98-
Staff, H. v.: Ueber Schalenverschmelzung und Dimorphismus bei Fusulinen . . . . . -299-
— Zur Entwicklung der Fusuliniden . . . . . -141-
Stein, G.: Ueber die Darstellung einiger Silikate. Mineralogisch-chemische Mitteilungen aus dem Institut f. anorg. Chemie der Universität Göttingen: II. . . . . -182-
Steinmann, G.: Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose . . . . . -188-
Štěrba, J.: Studium der Radioaktivität der Niederschläge von den Teplitz-Schönauer Quellen . . . . . -347-
Sterrett, D. B.: The Production of Precious Stones in 1906. . -30-
Stevanović, S.: Covellin (Kupferindig) und Enargit von Bor in Serbien . . . . . -336-
Stutzer, O.: Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare" in Nordschweden -392-
— Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna (Kiirunavaara, Luossavaara und Tuollavaara) . . . . . -392-
— Turmalinführende Kobalterzgänge . . . . . -79-
Sulzer-Ziegler, E.: Der Bau des Simplontunnels . . . . . -87-
Suess, F. E.: Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse . . . . . -378-
Szilárd, B.: Sur l'action de quelques corps sur l'jodure de potassium -330-
— Sur la formation de la thorianite et de l'uranite . . . . . -338-
Taber, St.: Some local effects of the San Francisco earthquake -49-
Tannhäuser, F.: Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz -58-
Tarnuzzer, Ch.: Stratigraphie und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad im Unter-Engadin. — Vorläufige Mitteilungen mit Bewilligung der geologischen Kommission gedruckt . . . -404-
Tassin, W.: On Meteoric Chromites . . . . . -360-
— On the occurrence of Calcium Sulphide (Oldhamite) in the Allegan Meteorite . . . . . -361-

Seite

Termier, P.: Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes . . . . . -95-
Thoulet, J.: Fonds sous-marins entre Madagascar, la Réunion et l'île Maurice . . . . . -201-
— Sur la lithologie océanographique de mers anciennes . . . . -204-
— Sur la marche des sables le long des rivages . . . . . -200-
— Sur la présence supposée de diamants microscopiques dans un fond marin et dans un échantillon de terre végétale . . . . -333-
Toborffy, Z.: Mineralogische Notizen. 1. Anglesit von Broken Hill . . . . . -348-
— Mineralogische Notizen. 2. Blende und Kalkspat aus Bojcza -336-
— Mineralogische Notizen. 3. Kalkspat von Salgótarján. 4. Kalkspat aus dem „Kühlen Tale" bei Budapest . . . . . -340-
Tornau, F.: Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas . . . . . -231-
Tornquist, A.: Der Gebirgsbau Sardiniens . . . . . -99-
— Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone -97-
Toula, F.: Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen . . . . . -128-
— Geologische Exkursionen im Gebiet des Liesing und Mödlingbaches . . . . . -414-
Trechmann, Ch. O.: Crystallography of Sartorite from Binnental -172-
True, F. W.: Description of a new genus and species of fossil seal from the miocene of Maryland . . . . . -439-
Tschermak, G.: Ueber das Eintreffen gleichartiger Meteorite . -350-
Tsujimoto, K.: Covelline from the Kosaka mine, Rikuchu province -167-
Tyrrell, J. B.: Concentration of Gold in the Klondike . . . . -78-
Uhlig, V.: Die Geologie des Tatragebirges. II. Tektonik des Tatragebirges. III. Geologische Geschichte des Tatragebirges. IV. Beiträge zur Oberflächengeologie . . . . . -418-
Vasovic, R.: Die Eiszeitspuren in Serbien . . . . . -110-
Verbeek, R. D. M.: Molukken-Verslag. Geologische verkenningstochten in het oostelyke gedeelte van den Nederlandsch Oostindischen Archipel . . . . . -242-
Vogel, O.: Das gediegene Eisen von Kirburg und einige andere natürliche Eisen . . . . . -353-
Vogt, J. H. L.: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen . . . . . -367-
— Ueber magmatische Ausscheidungen von Eisenerz im Granit -389-
— Ueber Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bildung der Manganerzlagerstätten . . . . -80-
Vogt, J. et M. Mieg: Note sur la découverte des sels de potassium en Haute-Alsace . . . . . -107-
Volz, W.: Ueber das geologische Alter des Pithecanthropus erectus -111-
Vorländer, D.: Neue Erscheinungen beim Schmelzen und Kristallisieren . . . . . -1-
— Substanzen mit mehreren festen und mehreren flüssigen Phasen -2-
— Einfluß der molekularen Gestalt auf den kristallinisch-flüssigen Zustand . . . . . -3-
— Ueber durchsichtig klare, kristallinische Flüssigkeiten . . . . -330-
Vorländer, D. und A. Gahren: Entstehung kristallinischer Flüssigkeiten durch Mischung von Substanzen . . . . . -3-
Vrba, K.: Beitrag zur Morphologie des Sylvanits . . . . . -169-
Vredenburg, E. W.: Note on the Distribution of the Genera Orthophragmina and Lepidocyclina in the Nummulitic Series of the Indian Empire . . . . . -141-

Seite

Vredenburg, E. W.: Otoliths from the Miocene of Burma, erroneously described as a new Genus Twingonia Pascoe . . -142-
— Nummulites Vredenburgi Prever, nom. mut. . . . . -142-
— The Cretaceous Orbitoides of India . . . . . -142-
Wallerant, F.: Sur les cristaux liquides de propionate de cholestéryle . . . . . -5-
— Sur les cristaux liquides d'oléate d'ammonium . . . . . -6-
— Sur les transformations polymorphiques des mélanges isomorphes de trois corps . . . . . -163-
Wanderer, K.: Rhamphorhynchus Gemmingi H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem K. Mineralogisch-Geologischen Museum zu Dresden . . . . . -132-
Ward, H. A.: Columbian Meteorite Localities: Santa Rosa, Rasgata, Tocavita . . . . . -40-
Washington, H. S.: On Kaersutite from Linosa and Greenland; with optical studies by Fred. Eugene Wright . . . . . -342-
— The Catalan Volcanoes and their Rocks . . . . . -222-
— The Titaniferous Basalts of the Western Mediterranean. A preliminary Notice . . . . . -64-
Watson, Th. L.: Lithological charakters of the Virginia-granites . . . . . -66-
Weber, M.: Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901 . . . . . -225-
Weidman, S.: Irvingite, a new variety of Lithia-mica . . . . -190-
— The Geology of North Central Wisconsin . . . . . -226-
Weigel, O.: Die Löslichkeit von Schwermetallsulfiden in reinem Wasser . . . . . -7-
Weinschenk, E.: Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirk St. Blasien im südlichen Schwarzwald . . . . . -80-
— Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer -207-
Welzel, Ch.: Eingewachsene Feldspatkristalle aus dem Fichtelgebirge. Ein kristallographischer Versuch . . . . . -340-
Werveke, L. van: Versuche zur Erweiterung der Wasserversorgung von Mülhausen im Elsaß . . . . . -205-
Whitlock, H. P.: Some new cristallographic combinations of Calcite from West Paterson, N. J. . . . . -9-
Wilckens, O.: Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . . -242-
Williston, S. W.: North american Plesiosaurs. Trinacromerum -441-
Winchell, N. H.: The Cuyuna Iron Range . . . . . -395-
Woodward, A. S.: On a Megalosaurian tibia from the lower Lias from Wilmcote, Warwickshire . . . . . -441-
— On a new dinosaurian reptile (Scleromochlus Taylori n. g. n. sp.) from the Trias of Lossiemouth, Elgin . . . . . -443-
— On some fossil reptilian bones from the State of Rio Grande do Sul . . . . . -444-
— Fossil reptilian bones from Brazil . . . . . -444-
Wright, F. E.: The measurement of the optic axial angle of minerals in the thin sections . . . . . -156-
Wright, J.: Foraminifera from the Gravel Pit, Longhurst, Dunmurry, and Other Localities in the vicinity of Belfast, with a Reference to the Malone Sands . . . . . -300-
Wulff, G.: Ueber die Kristallisation des Kaliumjodids auf dem Glimmer . . . . . -160-
Zalessky, M.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora des Steinkohlenreviers von Dombrowa . . . . . -146-

Seite

Zalessky, M.: Mitteilung über das Vorkommen von Mixoneura neuropteroides Göppert sp. in den obercarbonischen Ablagerungen des Donetzbeckens . . . . . -460-
— Végétaux fossiles du Terrain Carbonifère du Bassin du Donetz. II. Étude sur la structure anatomique d'un Lepidostrobus . . -459-
Zambonini, F.: Su alcuni minerali non osservati finora al Vesuvio -349-
— Sulla disanalite del Monte Somma . . . . . -345-
Zavrieff, D.: Sur la dissociation du carbonate de chaux . . . -339-
Zeiller, R.: Les Progrès de la paléobotanique de l'ère des Gymnospermes . . . . . -144-
— Observations sur le Lepidostrobus Brownii Brongn. sp. . . . -459-
— Sobre algunas impresiones vegetales del Kimeridgense de Santa Maria de Meya . . . . . -458-
Zimmermann, E.: Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins . . . . . -422-
— Ueber den „Pegmatitanhydrit" und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton" im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton . . . . . -424-
Zinndorf, J.: Die Tiefbohrung im städtischen Schlachthofe zu Offenbach a. M. . . . . -432-

Referate.

Materien-Verzeichnis.

Mineralogie.

Allgemeines. Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie. Flüssige Kristalle.

Seite

Kunz, G. F.: Henri Moissan . . . . . -1-
Vorländer, D.: Neue Erscheinungen beim Schmelzen und Kristallisieren . . . . . -1-
— Substanzen mit mehreren festen und mehreren flüssigen Phasen -2-
— Einfluß der molekularen Gestalt auf den kristallinisch-flüssigen Zustand . . . . . -3-
Vorländer, D. und A. Gahren: Entstehung kristallinischer Flüssigkeiten durch Mischung von Substanzen . . . . . -3-
Lehmann, O.: 1. Scheinbar lebende flüssige Kristalle . . . . . -4-
— 2. Flüssige Kristalle und ihre Analogien zu den niedrigsten Lebewesen . . . . . -4-
— Die scheinbar lebenden Kristalle. Anleitung zur Demonstration ihrer Eigenschaften sowie ihrer Beziehungen zu anderen flüssigen und zu den festen Kristallen in Form eines Dreigesprächs . . -4-
— Ueber flüssige Kristalle. Erwiderung auf die Aeußerungen der Herren E. Riecke, B. Weinberg, W. Nernst und K. Fuchs -5-
— Flüssige Kristalle und mechanische Technologie . . . . . -5-
Wallerant, F.: Sur les cristaux liquides de propionate de cholestéryle . . . . . -5-
— Sur les cristaux liquides d'oléate d'ammonium . . . . . -6-
Friedel, G.: Observations relatives aux cristaux fluides . . . . -6-
Spencer, L. J.: A (fourth) list of new mineral names . . . . . -155-
Hilton, H.: Note on the thirty-two classes of symmetry . . . . -155-
Evans, J. W.: Anotation of the thirty-tow classes of symmetry -155-
Kip, H. Z.: A new method for the determination of the hardness of minerals . . . . . -155-
Evans, J. W.: Notes on skiodroms and isogyres . . . . . -156-
Wright, F. E.: The measurement of the optic axial angle of minerals in the thin sections . . . . . -156-
Souza-Brandão, V.: Gefäß-Totalreflektometer und Achsenwinkelapparat, in Verbindung mit dem Babinet'schen Goniometer und weitere Verbesserungen an dem letzteren . . . . -156-

Seite

Goldschmidt, V. M.: Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen . . . . . -157-
— Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen. II. . . . . -157-
Miers, H. A. and F. Isaac: The refractive indices of crystallising solutions, with especial reference to the passage from the metastable to the labile condition. . . . . -157-
Rosický, V.: Ueber Wachstumserscheinungen an Kristallen von Kaliumjodid und Kaliumbromid . . . . . -160-
Wulff, G.: Ueber die Kristallisation des Kaliumjodids auf dem Glimmer . . . . . -160-
Barker, T. V.: On the regular growth of soluble salts on each other -161-
Copaux, H.: Sur le polymorphisme du chlorate de soude et sur la structure de sa forme cubique douée de pouvoir rotatoire . -162-
— Sur la structure de la forme cubique du chlorate de soude douée du pouvoir rotatoire . . . . . -162-
Wallerant, F.: Sur les transformations polymorphiques des mélanges isomorphes de trois corps . . . . . -163-
Smolař, G.: Die Messung der Kantenwinkel mittels eines Vertikalilluminators am Reflexionsgoniometer . . . . . -313-
Friedel, G.: Études sur la loi de Bravais . . . . . -313-
Barker, Th. V.: Untersuchungen über regelmäßige Verwachsungen -321-
— Contributions to the theory of isomorphism based on experiments on the regular growthes of cristals of one substance on those of another. . . . . -322-
— The question of a relation between the Parallel Growths of Crystals and Isomorphous Miscibility, and the bearing of Parallel Growths on questions of Isomorphism. — Communications from the Oxford Mineralogical Laboratory No. XI . . . . . -324-
Isaac, F.: The Temperatures of Spontaneous Crystallisation of Mixed Solutions and their Determination by Means of the Index of Refraction. Mixtures of Solutions of Sodium Nitrate and Lead Nitrate . . . . . -326-
Miers, H. A. and F. Isaac: The Spontaneous Crystallisation of Substances which form a Continuous Series of Mixed Crystals. Mixtures of Naphthalene and β-Naphthol . . . . . -327-
Miers, H. A.: Note on the crystallization of potassiumbichromate. Communications from the Oxford mineralogical laboratory No. X -328-
Miers, H. A. and F. Isaac: On the temperature at which water freezes in sealed tubes . . . . . -329-
Gaubert, P.: Sur l'emploi de matières étrangères modifiant les formes d'un cristal en voie d'accroissement pour déterminer la symétrie cristalline . . . . . -329-
Szilárd, B.: Sur l'action de quelques corps sur l'jodure de potassium . . . . . -330-
Vorländer, D.: Ueber durchsichtig klare, kristallinische Flüssigkeiten . . . . . -330-
Bogojawlensky, A. und N. Winogradow: Ueber das Verhalten von Schmelz- und Klärungskurven flüssiger Kristalle und ihrer Mischungen . . . . . -331-
— Ueber das Verhalten von Schmelz- und Klärungskurven der flüssigen Kristalle und ihrer Mischungen . . . . . -331-
Gaubert, P.: Sur les cristaux liquides de deux composés nouveaux de la cholestérine . . . . . -332-
Lehmann, O.: 1. Bemerkung zu den Abhandlungen von D. Vorländer und Ada Prins über flüssige Kristalle . . . . . -332-
— 2. Zur Geschichte der flüssigen Kristalle . . . . . -332-

Seite

Einzelne Mineralien.

Kunz, G. F.: The Diamond and Moissanite, Natural, Meteoric and Artificial . . . . . -7-
Sommerfeldt, E.: Ueber den Ursprung des Ammoniaks der Laven . . . . . -7-
Knight, N.: Notiz über die Bestimmung von Ferroeisen . . . . -7-
Weigel, O.: Die Löslichkeit von Schwermetallsulfiden in reinem Wasser. . . . . -7-
Dürr, L.: Ueber ein neues Vorkommen von Lautit . . . . . -8-
Munroe, Ch. E.: Artificial Hematite Crystals . . . . . -8-
Whitlock, H. P.: Some new cristallographic combinations of Calcite from West Paterson, N. J. . . . . -9-
Morozewicz, J.: Ueber die chemische Zusammensetzung des Nephelins . . . . . -9-
Palache, Ch.: Occurrence of Olivine in the Serpentine of Chester and Middlefield, Mass. . . . . -15-
Becke, F.: Whewellit von Brüx . . . . . -15-
— Bemerkungen über krumme Kristallflächen . . . . . -17-
Schaller, W. T.: Mineralogical notes . . . . . -18-
Palache, Ch.: Mineralogical notes . . . . . -20-
Fukuchi, N.: Occurrences of Sulphur in Japan . . . . . -163-
Kunz, G. F.: Diamonds in Arkansas . . . . . -164-
Kunz, G. F. and H. S. Washington: Note on the forms of Arkansas diamonds . . . . . -164-
Lacroix, A.: Sur l'existence du fluorure de sodium cristallisé comme élément des syénites néphéliniques des îles de Los . . -164-
— Sur les minéraux des fumerolles de la récente éruption de l'Etna et sur l'existence de l'acide borique dans les fumerolles actuelles du Vésuve . . . . . -165-
Rinne, F.: Ueber die Umformung von Carnallit unter allseitigem Druck in Vergleich mit Steinsalz, Sylvin und Kalkspat . . . -165-
Slavík, F.: Ueber die Mineralien von Kostajnik in Serbien . . -166-
Hutchinson, A.: The optical characters of Antimonite . . . . -167-
Tsujimoto, K.: Covelline from the Kosaka mine, Rikuchu province -167-
Hillebrand, W. F.: The vanadium sulphide, Patronite, and its mineral associates from Minasragra, Peru . . . . . -167-
Köchlin, R.: Ueber Pyrit von Rudobanya . . . . . -168-
Sokichi Ko: Cristallisation of the Pyrite from Sagi (Izumo province) -169-
Vrba, K.: Beitrag zur Morphologie des Sylvanits . . . . . -169-
Spencer, L. J.: Note on Feather-ore: identity of Domingite (= „Warrenite“) with Jamesonite . . . . . -170-
Ford, W. E.: Stephanite crystals from Arizpe, Sonora, Mexico . -170-
Smith, G. F. H.: Red silver minerals from the Binnental, Switzerland . . . . . -171-
Hutchinson, A.: The chemical composition of Lengenbachite . -172-
Trechmann, Ch. O.: Crystallography of Sartorite from Binnental -172-
Jimbo, K.: Crystal form of the enargite from Kinkwaseki, Taiwan Island (Formosa) . . . . . -173-
Hillebrand, W. F. and W. T. Schaller: The mercury minerals from Terlingua, Texas; Kleinite, Terlinguaite, Eglestonite, Montroydite, Calomel, Mercury . . . . . -173-
Smith, G. F. H.: Ilmenite from Jacupiranga, Brazil. . . . . -175-
Prior, G. T. and F. Zambonini: On Strüverite and its relation to Ilmenorutile . . . . . -175-
Bordas, F.: Contribution à la synthèse des pierres precieuses de la famille de aluminides . . . . . -178-

Seite

Klemm, G.: Ueber das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“ -178-
Blake, G. S. and G. F. H. Smith: Baddeleyite from Ceylon . . -179-
Jimbo, K.: Sorobandama-ishi . . . . . -179-
Lewis, W. J.: On some twins of calcite; and on a simple method of drawing crystals of calcite and other rhombohedral crystals, and of deducing the relations of their symbols . . . . . -179-
Day, A. L., E. T. Allen, S. E. Sepherd, W. P. White und F. E. Wright: Die Kalkkieselreihe der Mineralien. Zusammengestellt nach neuen Untersuchungen des geophysikalischen Laboratoriums, Carnegie Institution in Washington -180-
Stein, G.: Ueber die Darstellung einiger Silikate. Mineralogisch-chemische Mitteilungen aus dem Institut f. anorg. Chemie der Universität Göttingen: II. . . . . -182-
Barbier, Ph.: Sur un caractère chimique différential des orthoses et des microclines . . . . . -185-
Bleeck, A. W. G.: Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma . . -185-
Steinmann, G.: Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose . . . . . -188-
Barbier, Ph.: Sur un nouveau mica du groupe paragonite. . . -190-
Weidman, S.: Irvingite, a new variety of Lithia-mica . . . . -190-
Lacroix, A.: Sur une nouvelle espèce minérale provenant du Congo français . . . . . -191-
Jimbo, K.: Cordierite in Copper Ore-Deposit, found in the Hitachi mine, Hitachi province . . . . . -191-
Friedel, G.: Sur un nouveau gisement de pilotite (lassalite) . -192-
Blake, Wm. P.: Tourmaline of Crown Point, Essex Co., N. Y. . -192-
Jimbo, K.: On some zeolites found in Japan . . . . . -192-
Bowman, H. L.: On Hamlinite from the Binnental, Switzerland -194-
Lacroix, A.: Sur deux gisements nouveaux de métavoltite . . . -194-
Schaller, W. T.: Notes on Powellite and Molybdite . . . . . -194-
Slavík, Fr.: Whewellit von Schlan . . . . . -195-
Ježek, B.: I. Beitrag zur Morphologie des Whewellits . . . . . -196-
— II. Weiterer Beitrag zur Morphologie des Whewellits . . . -196-
Thoulet, J.: Sur la présence supposée de diamants microscopiques dans un fond marin et dans un échantillon de terre végétale -333-
Le Chatelier, H. et S. Wologdine: Note sur la densité du graphite . . . . . -333-
Krejči, A.: Das Gold vom Otavaflusse . . . . . -334-
Inostranzeff, A.: Ein Goldklumpen aus der Seife des Flusses Petrowka, Jegorjewsky-Grube, Altai-Bezirk . . . . . -334-
Gaubert, P.: Sur la double réfraction accidentelle de la bromyrite -334-
Goldschmidt, V. und B. Mauritz: Ueber Kalome . . . . . -335-
Toborffy, Z.: Mineralogische Notizen. 2. Blende und Kalkspat aus Bojcza . . . . . -336-
Mauritz, B.: Ueber den Pyrargyrit von Hiendelaencina . . . . -336-
Stevanović, S.: Covellin (Kupferindig) und Enargit von Bor in Serbien . . . . . -336-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 6. . . . . -337-
Szilárd: Sur la formation de la thorianite et de l'uraninite . . -338-
Ježek, B.: Ueber den Braunit von Minas Geraes . . . . . -338-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 4. . . . . -339-
Chautard, J. et P. Lemoine: Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique . . . . . -339-
Zavrieff, D.: Sur la dissociation du carbonate de chaux . . . -339-
Toborffy, Z.: Mineralogische Notizen. 3. Kalkspat von Salgótarján. 4. Kalkspat aus dem „Kühlen Tale“ bei Budapest . -340-

Seite

Welzel, Ch.: Eingewachsene Feldspatkristalle aus dem Fichtelgebirge. Ein kristallographischer Versuch . . . . . -340-
Hampel, J.: Ueber die chemische Konstitution des Augits aus der Paschkopale bei Boreslau . . . . . -341-
Duparc, L.: Sur l'ouralitisation du pyroxène . . . . . -342-
Washington, H. S.: On Kaersutite from Linosa and Greenland; with optical studies by Fred. Eugene Wright . . . . . -342-
Ježek, B.: Ueber den Hamlinit von Brasilien . . . . . -344-
Hauser, O.: Ueber den sogen. Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl . . . . . -344-
Zambonini, F.: Sulla disanalite de Monte Somma . . . . . -345-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 7. . . . . -345-
Baumhauer, H. und C. O. Trechmann: Neuere Beobachtungen am Baryt des Binnentales . . . . . -345-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 2. . . . . -346-
Stěrba, J.: Studium der Radioaktivität der Niederschläge von den Teplitz-Schönauer Quellen . . . . . -347-
Couyat: Sur la céléstite du Mokattam (Le Caire) . . . . . -347-
Toborffy, Z.: Mineralogische Notizen. 1. Anglesit von Broken Hill . . . . . -348-
Gaubert, P.: Sur la reproduction artificielle de la barytine, de la célestine, de l'anglésite et sur les mélanges isomorphes de ces substances . . . . . -348-
Samojloff, J.: Orientierung der Aetzfiguren auf Baryt, Cölestin und Anglesit . . . . . -348-
Zambonini, F.: Su alcuni minerali non osservati finora al Vesuvio -349-
Rosický, V.: Kristallographische Mitteilungen. 5. . . . . -350-

Mineralvorkommen.

Dürr, L.: Die Mineralien der Markircher Erzgänge . . . . . -21-
Currie, J.: The mineralogy of the Faeröes arranged topographically . . . . . -27-
Sterrett, D. B.: The Production of Precious Stones in 1906 . -30-
Fukuchi, N.: Mineral parageneses in the contactmetamorphic ore-deposits, found in Japan . . . . . -32-

Meteoriten.

Fermor, L. L.: Notes on some Indian Aerolites . . . . . -38-
— Note on the Meteoric Shower of the 22.October 1903 at Dókachi and Neighbourhood, Dácca-District, Bengalen. . . . . -39-
Howard, K. S. and J. M. Davison: The Estacado Aerolite . -39-
Ward, H. A.: Columbian Meteorite Localities: Santa Rosa, Rasgata, Tocavita . . . . . -40-
Farrington, O. C.: Meteorite Studies. II. . . . . -41-
— Analysis of „Iron Shale" from Coon Mountain, Arizona . . . -42-
Tschermak, G.: Ueber das Eintreffen gleichartiger Meteorite . -350-
Berwerth, F.: Die Tracht der Meteoriten. Vortrag gehalten im wissenschaftlichen Klub in Wien am 21. März 1907 . . . . -352-
— Etwas über die Gestalt und Oberfläche der Meteoriten . . . -352-
— Steel and Meteoric Iron . . . . . -352-
Vogel, O.: Das gediegene Eisen von Kirburg und einige andere natürliche Eisen . . . . . -353-
Jaczewsky, L.: Ueber das Nickeleisen vom Flusse Onot . . . -353-
Farrington, O. C.: Analyses of Iron Meteorites compiled and classified . . . . . -353-

Seite

Eichstädt, Fr.: En egendomlig af rent glas bestående meteorit funnen i Skåne . . . . . -354-
Merrill, G. P. and W. Tassin: Contributions to the study of the Canyon Diablo Meteorites . . . . . -354-
Merrill. G. P.: The Meteoric Crater of Canyon Diablo, Arizona, its History, Origin and associated Meteoric Irons . . . . . -357-
Howell, E. E.: Description of the Williamstown Meteorite . . -359-
— The Ainsworth Meteorite . . . . . -359-
Simpson, E. S.: Notes on a meteorite from the Nuleri District of Western Australia . . . . . -360-
Tassin, W.: On Meteoric Chromites . . . . . -360-
— On the occurrence of Calcium Sulphide (Oldhamite) in the Allegan Meteorite . . . . . -361-

Geologie.

Physikalische Geologie.

Senouque, A.: Sur la diminution de l'intensité du champ magnétique terrestre en fonction de l'altitude, dans le massif du Mont Blanc . . . . . -44-
Leprince-Ringuet, F.: Mesures géothermiques effectuées dans le bassin du Pas-de-Calais . . . . . -44-
Hobbs, W. H.: The grand eruption of Vesuvius in 1906 . . . -45-
Atwood, W. W.: Red Mountain, Arizona: a dissected volcanic cone . . . . . -45-
Girasoli, D.: Analisi delle ceneri emesse nell' eruzione vesuviana dell' aprile 1906 . . . . . -46-
Glangeaud, Ph.: Des divers modes de l'activité volcanique dans la chaîne des Puys . . . . . -46-
Deprat, G.: Les volcans du Logudoro et du Campo d'Ozieri (Sardaigne) . . . . . -47-
Sapper, K.: Ueber einige isländische Lavavulkane . . . . . -47-
Dutton, C. E.: Volcanos and radioactivity . . . . . -47-
Louderback, G. D.: The relation of radioactivity to vulcanism -48-
Leutz, H.: Die süddeutschen Erdbeben im Frühjahre 1903 . . . -49-
Taber, St.: Some local effects of the San Francisco earthquake . -49-
Hobbs, W. H.: Some Topographic Features Formed ad the Time of Earthquakes and the Origin of Mounds in the Gulf Plain -49-
Daly, R. A.: The Limeless Ocean of Pre-Cambrian Time . . . . -50-
Pfaff, F. W.: Ueber Schwereänderungen und Bodenbewegungen in München . . . . . -198-
Jaeger, F.: Ueber Oberflächengestaltung im Odenwald . . . . . -199-
Küster, H.: Zur Morphographie und Siedelungskunde des oberen Nahegebiets . . . . . -199-
Evans, O. H.: Notes on the Raised Beaches of Taltal (Northern Chile) -200-
Bréon, R.: Galets et sables du Pas-de-Calais . . . . . -200-
Thoulet, J.: Sur la marche des sables le long des rivages . . -200-
Brunhes, J.: Sur les relations entre l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale . . . . . -201-
Thoulet, J.: Fonds sous-marins entre Madagascar, la Réunion et l'île Maurice . . . . . -201-
Philippi, E.: Geologischer und chemischer Bericht . . . . . -201-
Thoulet, J.: Sur la lithologie océanographique de mers anciennes -204-
Martel, E. A.: Sur les gouffres de la mer et le volcanisme . . -204-
— Sur les clues de Provence et sur les irrégularités des courbes d'équilibre des cours d'eau . . . . . -205-

Seite

Carles, P.: Le fluor dans les eaux minérales . . . . . -205-
Werveke, L. van: Versuche zur Erweiterung der Wasserversorgung von Mülhausen im Elsaß . . . . . -205-
Nodon, A.: Recherches sur les variations du potentiel terrestre . -362-
Ohnesorge, Th.: Ueber Vesuvaschenfälle im nordöstlichen Adriagebiete im April 1906 . . . . . -362-
Riccò, A.: Sur l'activité de l'Etna . . . . . -363-
— Le paroxysmes du Stromboli . . . . . -363-
Brun, A.: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. (III. partie.) Avec la collaboration pour le travail sur le terrain de H. F. Montagnier . . . . . -363-
— Sur la cristallisation de l'obsidienne de Lipari . . . . . -366-
Bertrand, M.: 1. Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. 2. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. 3. Déformation tétraëdrique de la Terre et déplacement du pôle -366-

Petrographie.

Fleischer, A.: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basalts beim langsamen Erstarren . . . . . -51-
Doelter, C.: Ueber die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren . . . . . -51-
Fleischer, A.: Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren . . . . . -51-
Sommerfeldt, E.: Ueber den Ursprung des Ammoniaks der Laven . . . . . -52-
Pohlig, H.: Zur Lakkolithenfrage . . . . . -53-
Becker, G. F.: Currient Theories of Slaty Cleavage. . . . . -53-
Düll, E.: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter . . . . . -54-
Finckh, L.: Ueber einen am 6. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall . . . . . -55-
Philipp, H.: Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald . . . . . -55-
Erdmannsdörffer, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. III. Ueber Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs . . . -55-
— Ueber Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge . . . . . -56-
Finckh, L.: Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen . . . . . -58-
Tannhäuser, F.: Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz . . . . . -58-
Bruhns, W.: Ueber vulkanische Bomben von Schweppenhausen bei Stromberg am Soonwald . . . . . -58-
Preiswerk, H.: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Erster Teil der Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen . . . . . -59-
Washington, H. S.: The Titaniferous Basalts of the Western Mediterranean. A preliminary Notice . . . . . -64-
Gilbert, G. K.: Gravitational assemblage in granite . . . . . -66-
Watson, Th. L.: Lithological charakters of the Virginiagranites -66-
Dresser, J. A.: Igneous rocks of the Eastern Townships of Quebec -67-
Daly, R. A.: Okanagen composite batholith of the Cascade Montain system . . . . . -68-

Seite

Lacroix, A.: Note sur la minéralogie du pays Mahafaly (Madagascar) . . . . . -71-
— Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée . . . . . -71-
Smith, J. P.: The paragenesis of minerals in the glaucophane —bearing rocks in California . . . . . -71-
Barrell, J.: Geology of the Marysville mining district, Montana; a study of igneous intrusion and contact metamorph . . . . -74-
Weinschenk, E.: Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer . . . . . -207-
Gäbert, C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontakterscheinungen . . . . . -212-
Beiträge zur Geologie der präcambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez:
I. Ramsay, W.: 1. Einleitung. 2. Das Sandstein-Diabas-Gebiet westlich vom See Onega . . . . . -218-
II. Wahl, W.: 3 Die Gesteine der Westküste des Onegasees -218-
Lacroix, A.: Sur la constitution pétrographique du massif volcanique du Vesuve et de la Somma . . . . . -221-
Salomon, W.: Die Entstehung der Sericitschiefer in der Val Camonica (Lombardei) . . . . . -221-
Washington, H. S.: The Catalan Volcanoes and their Rocks . -222-
Kleinschmidt, A. und H. Limbrock: Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan . . . -224-
Weber, M.: Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900 —1901 . . . . . -225-
Gourdon, E.: Sur un microgranite alcalin recueilli sur la terre de Graham par l'expédition antarctique du Dr. Charcot . . -225-
Weidmann, S.: The Geology of North Central Wisconsin . . . -226-
Skeats, E. W.: Notes on the geology of Moorooduc in the Mornington peninsula . . . . . -230-
— Notes on the geology of the You Yangs, Victoria . . . . . -231-
Vogt, J. H. L.: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen . . . . . -367-
Becke, F.: Ueber Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation . . . . . -375-
Klemm, G.: Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite . . . . . -375-
Düll, E.: Ueber die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse . . . . -377-
Suess, F. E.: Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse . . . . . -378-
Hammer, W.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortler-Gruppe . . . . . -379-
— Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe . . . . . -380-
Sander, Br.: Geologische Beschreibung des Brixener Granits . . -385-
Leuthardt, Fr.: Beiträge zur Kenntnis der Hupperablagerungen im Basler Jura . . . . . -388-

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Krusch, P.: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen . . -76-
Hoppe, O.: Ueber die mechanischen Vorgänge im Innern und an der Oberfläche der Erde mit Berücksichtigung der sogen. „faulen Ruscheln“ am Harz . . . . . -77-

Seite

Bärtling, R.: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk . . . . . -77-
Aschan, O.: Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe (Humussole) für die Bildung der See- und Sumpferze . . . . -77-
Tyrrell, J. B.: Concentration of Gold in the Klondike . . . . -78-
Campbell, W. and C. W. Knight: A Microscopic Examination of the Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming . . . . . -79-
Grant, U. S.: Structural Relations of the Wisconsin Zinc and Lead Deposits. . . . . -79-
Stutzer, O.: Turmalinführende Kobalterzgänge . . . . . -79-
Campbell, W. and C. W. Knight: On the Microstructure of Nickeliferous Pyrrhotites . . . . . -79-
Weinschenk, E.: Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirk St. Blasien im südlichen Schwarzwald . . . . . -80-
Dieseldorff, A.: Neue Manganerzvorkommen in Britisch Nord-Borneo . . . . . -80-
Vogt, J. H. L.: Ueber Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bildung der Manganerzlagerstätten . . . . . -80-
Hussak, E.: Ueber die Manganerzlager Brasiliens. Berichtigung der in der Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. 12. 1904. 414—416 von W. Friz veröffentlichten Mitteilung . . . . . -81-
Pálfy, v.: Das Goldvorkommen im Siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge . . . . . -231-
Tornau, F.: Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas . . . . . -231-
Lindgren, W. and F. L. Ransome: Report of Progress in the Geological Resurvey of the Cripple Creek District, Colorado . -233-
Purington, Ch. W.: Methods and Costs of Gravel and Placer Mining in Alaska . . . . . -233-
Prindle, L. M. and Fr. L. Heß: The Rampart Gold Placer Region Alaska . . . . . -233-
Graton, L. C.: Reconnaissance of some Gold and Tin Deposits of the Southern Appalachians. With Notes on the Dahlonega Mines by W. Lindgren . . . . . -234-
Lindgren, W.: Some Gold and Tungsten Deposits of Boulder County, Colorado . . . . . -234-
McConnell, R. G.: Report on gold values in the Klondike high level gravels . . . . . -235-
Maitland, A. G: Preliminary report on the geological features and mineral resources of the Pilbara goldfield . . . . . -237-
Mead, W. J.: The Relation of Density, Porosity and Meisture to the specific Volume of Ores . . . . . -389-
Smyth, H. L.: Magnetic Observations in Geological and Economic Work. I. . . . . -389-
— Magnetic Observations in Geological and Economic Work. II. -389-
Hatzfeld, C.: Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn -389-
Vogt, J. H. L.: Ueber magmatische Ausscheidungen von Eisenerz im Granit . . . . . -389-
Leith, Ch. K.: Genesis of the Lake Superior Iron Ores . . . . -390-
— Iron Ore Reserves . . . . . -390-
Coleman, A. P.: The Helen Iron Mine Michipicoten . . . . . -390-
Phalen, W. C.: Origin and Occurrence of Certain Iron Ores of Northeastern Kentucky . . . . . -391-

Seite
Sjögren: Om våra järnmalmers bildningssätt . . . . . -391-
Stutzer, O.: Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna (Kiirunavaara, Luossavaara und Tuollavaara) . . . . . -392-
— Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare“ in Nordschweden . . . . -392-
Loewinson-Lessing, F.: Ueber die Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja im Ural . . . . . -392-
Cayeux, L.: Structure et origine probable du minerai de fer magnétique de Diélette (Manche) . . . . . -393-
Meunier, St.: Origine et mode de formation des minerais de fer oolithique . . . . . -393-
Cayeux, L.: Genèse d'un minerai de fer par décomposition de la glauconie . . . . . -394-
Collet, L. W. et G. W. Lee: Sur la composition chimique de la glauconie . . . . . -394-
Leith, C. K.: The Geology of the Cuyuna Iron Range, Minnesota -394-
Hobbs, W. H.: Iron Ores of the Salisbury District of Connecticut, New York and Massachusetts . . . . . -395-
Winchell, N. H.: The Cuyuna Iron Range . . . . . -395-
Martin, G. C.: The petroleum fields of the pacific coast of Alaska with an account of the Bering River coal deposits . . . . . -395-

Experimentelle Geologie.

Sollas, W. J.: Recumbend Folds produced as a Result of Flow -82-
Barus, C.: Note on Volcanic Activity . . . . . -82-

Geologische Karten.

Credner, H.: Geologische Uebersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:250000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des k. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der k. sächsischen geologischen Landesanstalt bearbeitet . . . . . -400-
Rollier, L.: Sur la seconde édition de la Carte géologique du Jura bernois . . . . . -400-

Topographische Geologie.

Mühlberg, F.: Beobachtungen bei der Neufassung der Limmatquelle (zu Baden) und über die dortigen Thermen im allgemeinen . . . . . -83-
Collet, L. W.: Étude géologique de la Chaîne Tour Saillère—Pic de Tanneverge . . . . . -83-
Pannekoek, J. J.: Geologische Aufnahme der Umgebung von Seelisberg . . . . . -84-
Heim, A.: Ueber den Berglitenstein und die Grabser Klippe . . -86-
— Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh . . . . . -86-
Sarasin, Ch.: La chaîne du Simplon au point de vue géologique -87-
Sulzer-Ziegler, E.: Der Bau des Simplontunnels . . . . . -87-
Schardt, H.: Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes . . . . . -87-
Kilian, W.: Notes sur la tectonique des Alpes françaises . . . -87-
Haug, E.: Sur le pli couché des Diablerets . . . . . -88-
Douvillé, H.: Observations géologiques dans les environs d'Interlaken . . . . . -88-

Seite

Seidlitz, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon . . . . . -88-
Heim, A.: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht . . . . . -93-
Termier, P.: Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes . . . . . -95-
Ampferer, O.: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol . . . . . -97-
Tornquist, A.: Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone . . . . . -97-
Spitzner, V.: Geologische Verhältnisse der Bezirke Proßnitz und Plumenau . . . . . -98-
Galdieri, A.: Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano . . . . . -98-
Tornquist: Der Gebirgsbau Sardiniens . . . . . -99-
Barron, T.: Lower Miocene Beds between Cairo and Suez. . . -100-
— Age of the Petrified Forest etc. between Cairo and Suez . . -100-
— The Topography and Geology of the district between Cairo and Suez . . . . . -100-
Branner, J. C.: Geology of the northeast coast of Brazil . . . -103-
Hamilton, A.: Notes on a Small Collection of Fossils from Wharekuri, on the Waitaki River, North Otago . . . . . -104-
Marshall, P.: Boulders in Triassic Conglomerate, Nelson . . . -104-
Kaiser, E.: Die Entstehung des Rheintals . . . . . -239-
Mordziol, C.: Ueber das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens . . . . . -239-
— Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Erstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge . . . . . -240-
Denckmann, A.: Ueber eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe . . . . . -241-
Henke, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde . . . . . -241-
Wilckens, O.: Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge) . . . . . -242-
Einecke, G.: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel . . . . . -242-
Verbeek, R. D. M.: Molukken-Verslag. Geologische verkenningstochten in het oostelyke gedeelte van den Nederlandsch Oostindischen Archipel . . . . . -242-
Heim, A.: Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung in den Kreideketten am nordschweizerischen Alpenrand . . . . . -400-
— Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge . . . . . -400-
Früh, J.: Inselgebirge im Rheintal . . . . . -400-
Roessinger, G.: Bélemnites de la brèche du Chablais (brèche de la Hornfluh) . . . . . -401-
Lugeon, M.: Bélemnites et radiolaires de la brèche du Chablais -401-
Renevier, E.: Sur la brèche cristalline des Ormonts . . . . . -401-
Arbenz, P.: Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz) . . . . . -401-
Tarnuzzer, Chr.: Stratigraphie und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad im Unter-Engadin. — Vorläufige Mitteilungen mit Bewilligung der geologischen Kommission gedruckt . . . -404-
Lugeon, M.: Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne) . -405-
Sichtermann, P.: Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme . . . . . -407-

Seite

Grupe, O.: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande . . . . . -407-
Kaiser, E. und L. Siegert: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande . . . . . -409-
Harbort, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim—Isterberger Sattels . . . . -410-
Ampferer, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges -411-
— Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges . . . . . -411-
— Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges . . . . -412-
— Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges . . . . . -412-
— Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß . . . . . -413-
Redlich: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales . . . . . -413-
Toula, F.: Geologische Exkursionen im Gebiet des Liesing und Mödlingbaches . . . . . -414-
Fugger: Die Gaisberggruppe . . . . . -414-
— Blünbachtal . . . . . -414-
— Die Salzburger Ebene und der Untersberg . . . . . -415-
Ohnesorge: Ueber Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen . -415-
Kittl, E.: Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen . -415-
Bittner: Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien . . . . . -416-
Geier, G.: Umgebung von Hollenstein . . . . . -416-
— Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten . . . . . -416-
Kossmat: Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen . . . . . -416-
Fugger: Die Gruppe des Gollinger schwarzen Berges . . . . . -417-
Uhlig, V.: Die Geologie des Tatragebirges. II. Tektonik des Tatragebirges. III. Geologische Geschichte des Tatragebirges. IV. Beiträge zur Oberflächengeologie . . . . . -418-
Lugeon, M.: Analogie entre les Carpathes et les Alpes . . . . -418-
— Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes . . . . . -419-
Davis, W. M.: An excursion to the plateau province of Utah and Arizona . . . . . -422-

Stratigraphie.

Devonische Formation.

Holzapfel, E.: Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon . -271-
Fuchs, A.: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein, nebst einer Uebersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevon mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevon . . . . . -272-
Denckmann, A.: Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten . . . . . -272-
Schmidt, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes, wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 und 1906 . . . . . -272-
Denckmann, A.: Die Ueberschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreis Olpe . -272-

Seite

Permische Formation.

Zimmermann, E.: Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins . . . . . -422-
v. Koenen: Zur Entstehung der Salzlager Nordwest-Deutschlands -423-
Zimmermann, E.: Ueber den „Pegmatitanhydrit“ und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton“ im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton . . . . . -424-
Bücking, H.: Ueber einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön . . . . . -424-
Grupe, O.: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager . . . . . -426-

Triasformation.

Mühlberg, F.: Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrollbohrung auf Steinsalz bei Koblenz im Jahre 1903 . . . . . -105-
Piroutet, M.: Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie . . . . . -105-

Kreideformation.

Felix: Studien über die oberen Kreideschichten in den Alpen und in den Mediterrangebieten . . . . . -427-
Roessinger, G.: Les couches rouges de Leysin et leur faune . -429-

Tertiärformation.

Dollfus, G. F.: Découverte à Darvault (Seine et Marne) d'un calcaire lacustre inséré dans la partie moyenne des Sables de Fontainebleau . . . . . -107-
Munck, E. de: Découverte d'Éolithes sous le sable tertiaire (Om) de Rocourt lez-Liège . . . . . -107-
Vogt, J. et M. Mieg: Note sur la découverte des sels de potassium en Haute-Alsace . . . . . -107-
Boussac, T.: Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes . . . . . -108-
Rutot, A.: Sur l'âge des dépots connus sous les noms de sable de Moll, d'argile de la Campine, de cailloux de quartz blanc, d'argile d'Andenne et de sable à facies marin noté Om dans la légende de la carte géologique de la Belgique au 40000e . . -274-
Brockmeier, H.: Ein neuer Tertiäraufschluß und eigenartige diluviale Bildungen von M.-Gladbach . . . . . -274-
Destiner, P.: Comparaison de la Faune des sables de Boncelles avec celle de l'Oligocène supérieur de Westphalia . . . . . -275-
Delheid, E.: Quelques fossiles bruxelliens de la région de Waterloo . . . . . -275-
Deprat, J.: Le Nummulitique de la Pta. del Fornello (Corse) . -275-
Couffon, O.: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. I. Étage Redonien, Gisement de Saint-Clément-de-la-Place . . . . . -276-
— Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. II. Étage Pontilevien, Gisement de Haguineau . . . . . -276-

Seite

Couffon, O.: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. III. Miocène supérieur. Gisement des Pierres Blanches près Chalonnes . . . . . -276-
— Le Miocène en Anjou . . . . . -276-
— Le Miocène en Anjou (Supplément) . . . . . -277-
— Le Bartonien supérieur (Marinésien) en Anjou . . . . . -277-
— Sur quelques Crustacés des faluns de la Touraine et d'Anjou -277-
Linstow, O. v.: Beiträge zur Geologie von Anhalt . . . . . -429-
Gerber, E.: Vorläufige Mitteilung über das Eocän des Kientals -431-
Fleury, E.: Un nouvelle poche fossilifère sidérolitique à la „Verrerie de Roche" (Jura bernois) . . . . . -432-
Rollier, L.: Provenance des sédiments de la Molasse et du Calcaire grossier du Randen . . . . . -432-
Früh, J.: Zur Etymologie von „Flysch" (n.), „Fliesse" (f.) und „Flins" (m.) . . . . . -432-
Zinndorf, J.: Die Tiefbohrung im städtischen Schlachthofe zu Offenbach a. M. . . . . -432-
Spandel, E.: Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna . . . . . -433-

Quartärformation.

Korn, J.: Ueber Oser bei Schönlanke . . . . . -108-
Spethmann, H.: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser . . . . . -109-
Martin, J.: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste . . . . . -109-
Linstow, O. v.: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen . . . . . -109-
— Ueber Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt . . . -110-
Vasovic, R.: Die Eiszeitspuren in Serbien . . . . . -110-
Barrett-Hamilton, G. E. H.: Traces of post glacial action in the Orange River Colony, South Africa . . . . . -111-
Volz, W.: Ueber das geologische Alter des Pithecanthropus erectus . . . . . -111-
Branca, W.: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der Trinil-Expedition der Akademischen Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin . . . . . -111-
Martin, K.: Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java -113-
Dubois, E.: Das geologische Alter der Kendeng- oder Trinil-Fauna -114-
Fenten, J.: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein . . -277-
Compter, G.: Das Diluvium in der Umgegend von Apolda . . -278-
Haas, F.: Ein neuer fossiler Unio . . . . . -279-
Lagerheim, G.: Om lämningar af Rhizopoder, Heliozoer och Tintinnider i Sveriges och Finlands lakustrina kvartäraflagringar . . . . . -280-
— Om Quadrula subglobosa Lag. . . . . -280-
Reade, T. M.: Postglacial beds at Great Crosby, as disclosed by the new outfall Sewer . . . . . -281-
Mühlberg, F.: Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Maßstab 1 : 25 000. II. Teil. Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales . . . . . -434-
Antenen, F.: Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unteren Ende des Bieler Sees . . . . . -436-

Seite

Paläontologie.

Allgemeines.

Lull, R. S.: Volant adaptation in vertebrates . . . . . -122-
Nopcsa, F. v.: Ideas on the origin of flight . . . . . -282-

Prähistorische Anthropologie.

Evans, J.: Some recent discoveries of palaeolithic implements . -123-
Bouyssoni, A. et J. et L. Bardon: Découverte d'un squelette Moustérien à la Bouffia de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze) . -124-
Boule, M.: L'homme fossile de la Chapelle-aux-Saints (Corréze) . -125-
Rutot, A.: Moustiérien et Aurignacien . . . . . -126-
Commont, M. V.: Les industries de l'ancien Saint-Acheul . . . -283-
Eichhorn, G.: Die paläolithischen Funde von Taubach in den Museen zu Jena und Weimar. . . . . -285-

Säugetiere.

Toula, F.: Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen -128-
Hovey, E. O.: The Chester, New York, Mastodon . . . . . -129-
Harlé, E.: Faune quarternaire de la Province de Santander (Espagne) -129-
Japha, A.: Ueber subfossile und rezente Walknochenfunde aus Ost- und Westpreußen . . . . . -437-
Japha, J.: Weiteres über ostpreußische Walknochenfunde . . . -437-
Kadic, O.: Mesocetus hungaricus Kadik. Eine neue Balenopteridenart aus dem Miocän von Borbolya in Ungarn . . . . -438-
Abel, O.: Die Stammesgeschichte der Meersäugetiere . . . . . -438-
— Ueber die Bedeutung der neuen Fossilfunde im Alttertiär Aegyptens für die Geschichte der Säugetiere . . . . . -438-
Andrews, C. W.: Note on a Model of the Skull and Mandible of Prozeuglodon atrox Andrews . . . . . -439-
Gaudry, A.: Fossiles de Patagonie. De l'économie dans la Nature -439-
True, F. W.: Description of a new genus and species of fossil seal from the miocene of Maryland . . . . . -439-
Condon, Th.: A new fossil Pinniped (Desmatophoca oregonensis) from the miocene of the Oregon coast . . . . . -440-
Priem, F.: Sur des Vertébrés de l'Éocène d'Egypte et de Tunisie -440-

Vögel.

Hamilton, A.: Note on Remains of some of the Extinct Birds of New Zealand found near Ngapara . . . . . -130-

Reptilien.

Gilmore, Ch. W.: Notes on some recent additions to the exhibition series of vertebrate fossils . . . . . -131-
— The mounted skeleton of Triceratops prorsus . . . . . -131-
Frosch, J.: Die fossile Fauna des Bayreuther Muschelkalkes . . -131-
Broom, R.: On the Remains of Erythrosuchus africanus Broom -131-
Brown, B.: The osteology of Champosaurus Cope . . . . . -132-
Hatcher, J. B.: Two new Ceratopsia from the Laramie of Converse County, Wyoming. Edited by R. S. Lull . . . . . -132-
Wanderer, K.: Rhamphorhynchus Gemmingi H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem K. Mineralogisch-Geologischen Museum zu Dresden . . . . . -132-

Seite

Huene, F. v.: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation mit Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse . -286-
Brown, B.: The Ancylosauridae, a new Family of armored Dinosaurs from the upper cretaceous . . . . . -440-
Woodward, A. S.: On a Megalosaurian tibia from the lower Lias from Wilmcote, Warwickshire . . . . . -441-
Moodie, R. L.: The Sacrum of the Lacertilia . . . . . -441-
Williston, S. W.: North american Plesiosaurs. Trinacromerum -441-
Leeds, E. T.: On Metriorhynchus brachyrhynchus (Desl.) from the Oxford Clay near Peterborough . . . . . -442-
Moodie, R. L.: Reptilian Epiphyses . . . . . -442-
— The relationship of the turtles and Plesiosaurs . . . . . -442-
Hay, O. P.: On the habits and the pose of the sauropodous Dinosaurs, especially of Diplodocus . . . . . -442-
— On certain genera an species of carnivorous dinosaurs, with special reference to Ceratosaurus nasicornis Marsh . . . . . -443-
Woodward, A. S.: On a new dinosaurian reptile (Scleromochlus Taylori n. g. n. sp.) from the Trias of Lossiemouth, Elgin . -443-
— On some fossil reptilian bones from the State of Rio Grande do Sul . . . . . -444-
— Fossil reptilian bones from Brazil . . . . . -444-
Mc Gregor, J. H.: On Mesosaurus brasiliensis n. sp. from the Permian of Brazil . . . . . -444-
Merriam, J. C.: Triassic Ichthyosauria with special reference to the american forms . . . . . -445-
Mc Gregor, J. H.: The Phytosauria with especial reference to Mystriosuchus and Rhytidodon . . . . . -445-
Holland, W. J.: The Osteology of Diplodocus Marsh . . . . . -446-
Hay, O. P.: Dr. W. J. Holland on the skull of Diplodocus . . -447-
Gilmore, Ch. W.: Osteology of Baptanodon Marsh . . . . . -447-
— Notes on Osteology of Baptanodon with a description of a new species . . . . . -447-
Nopsca, F. v.: Zur Kenntnis der fossilen Eidechsen . . . . . -447-
Merriam, C. J.: Notes on the Osteology of the Thalattosaurian genus Nectosaurus . . . . . -448-
Branca, W.: Sind alle im Innern von Ichthyosauren liegenden Jungen ausnahmslos Embryonen? . . . . . -448-
— Nachtrag zur Embryonen-Frage bei Ichthyosaurus . . . . . -448-
Fraas, E.: Dinosaurierfunde in Ostafrika . . . . . -448-
— Funde von Dinosauriern in Deutsch-Ostafrika . . . . . -448-
— Ostafrikanische Dinosaurier . . . . . -448-
Hatcher †, Marsh †, Lull: The Ceratopsia . . . . . -449-
Lull, R. S.: The cranial musculature and the origin of the frill in the Ceratopsian Dinosaurs . . . . . -450-
Hay, O. P.: Description of five species of North American fossil turtles four of which are new . . . . . -450-
Lambe, M. L.: On a new Crocodilian genus and species from the Judith River formation of Alberta . . . . . -450-
Auer, E.: Ueber einige Krokodile der Juraformation . . . . . -450-
Hay, O. P.: The fossil turtles of North America . . . . . -451-

Fische.

Heinecke, E.: Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen . . . . . -452-
Koken, E.: Ueber Hybodus . . . . . -456-

Seite

Cephalopoden.

Kessler, P.: Lytoceras taeniatum Pomp. und L. Wrighti Buckm. -134-

Echinodermen.

Bather, F. A.: The discovery in west Cornwall of a silurian crinoid characteristic of Bohemia . . . . . -134-
Schöndorf, Fr.: Aspidosoma Schmidti n. sp. Der erste Seestern aus den Siegener Schichten . . . . . -134-

Anthozoen.

Carruthers, R. G.: A Revision of some carboniferous corals . -292-
Oppenheim, P.: Ueber eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina . . . . . -292-
Anderson, G. E.: Studies in the development of certain palaeozoic corals . . . . . -293-
Koby, F.: Polypiers bathoniens de St. Gaultier (Département de l'Indre) . . . . . -293-
Felix, J.: Ueber eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens . . . . . -294-

Protozoen.

Chapman, F.: On Dimorphism in the Recent Foraminifer, Alveolina boscii Defr. sp. . . . . -135-
Douvillé, H.: Les couches à Lépidocyclines dans l'Aquitaine et la Vénétie . . . . . -135-
— Lépidocyclines du Sausset (B. du Rhône) . . . . . -136-
Popescu-Voitesti, T.: Abnormale Erscheinungen bei Nummuliten . . . . . -136-
Ravagli, M.: Calcari nummulitici des dintorni di Firenze . . . -137-
Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. Teil I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes . . . . . -137-
Silvestri, A.: Philippe de la Harpe nella questione delle Lepidocicline . . . . . -139-
— Miliolidi trematoforate nell' Eocene della Terra d'Otranto . . -140-
v. Staff, H.: Zur Entwicklung der Fusuliniden . . . . . -141-
Vredenburg, E. W.: Note on the Distribution of the Genera Orthophragmina and Lepidocyclina in the Nummulitic Series of the Indian Empire . . . . . -141-
— Otoliths from the Miocene of Burma, erroneously described as a new Genus Twingonia Pascoe . . . . . -142-
— Nummulites Vredenburgi Prever, nom. mut. . . . . -142-
— The Cretaceous Orbitoides of India . . . . . -142-
Chapman, F.: Recent foraminifera of Victoria: Some Littoral Gatherings . . . . . -144-
Checchia-Rispoli, G.: La serie nummulitica dei dintorni di Termini-Imerese. I. Il Vallone Tre Pietre . . . . . -295-
Douvillé, R.: Position stratigraphique des gisements à Lepidocyclines dans le Miocène de Provence . . . . . -297-
Gaub, F.: Ueber oolithbildende Ophthalmidien im Dogger der schwäbischen Alb . . . . . -297-
Hacker, V.: Tiefsee-Radiolarien . . . . . -298-

Seite

Howchin, W.: Foraminifera from a Calcareous Marlstone, Gingin -299-
Kilian, W.: Présence de nombreuses Orthophragmina de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne . -299-
Staff, H. v.: Ueber Schalenverschmelzung und Dimorphismus bei Fusulinen . . . . . -299-
Wright, J.: Foraminifera from the Gravel Pit, Longhurst, Dunmurry, and Other Localities in the vicinity of Belfast, with a Reference to the Malone Sands . . . . . -300-

Pflanzen.

Scott, H. D.: The Present Position of Palaeozoic Botany . . . -144-
Arber, E. A. N.: Bibliography of Literature of Palaeozoic Fossil Plants, including some of the more important memoirs published between 1870—1905 . . . . . -144-
Laurent, L.: Les Progrès de la paléobotanique angiospermique dans la dernière décade . . . . . -144-
Zeiller, R.: Les Progrès de la paléobotanique de l'ère des Gymnospermes . . . . . -144-
Arber, E. A. N. and H. H. Thomas: On the structur of Sigillaria scutellata Brongn. and other Eusigillarian stems, in comparison with those of other palaeocoic Lycopods . . . . -145-
Zalessky, M.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora des Steinkohlenreviers von Dombrowa . . . . . -146-
Seward, A. C.: Jurassic Plants from Caucasia and Turkestan . -147-
Schindehütte, G.: Die Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg (Bez. Kassel) . . . . . -147-
Platen, P.: Untersuchungen fossiler Hölzer aus dem Westen der Vereinigten Staaten von Nordamerika . . . . . -149-
Behrend, F.: Ueber einige Carbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden . . . . . -150-
Halle, Th. G.: Zur Kenntnis der mesozoischen Equisetales Schwedens . . . . . -150-
Arber, E. A. N.: On the Affinities of the Triassic Plant Yuccites vogesiacus Schimp. et Moug. . . . . -151-
Nathorst, A. G.: Palaeobotanische Mitteilungen. 3. und 4.—6. -152-
Rothpletz, A.: Ueber Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Oesel . . . . . -153-
Arbenz, P.: Diploporen aus dem Schrattenkalk im Säntisgebiet -154-
Gothan, W.: Die fossilen Hölzer von König-Karls-Land . . . . -301-
Arber, E. A. N.: On the fossil Plants of the Waldershare and Fredville Series of the Kent Coalfield . . . . . -302-
Schuster, J.: Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden . . . . . -303-
Caspary, R.: Die Flora des Bernsteins und anderer fossiler Harze des ostpreußischen Tertiärs. Nach dem Nachlasse des Verstorbenen bearbeitet von R. Klebs. Bd. I. (I. Thallophyten. II. Bryophyten. III. Pteridophyten. IV. Gymnospermen) . . . -307-
Engelhardt, H.: Tertiäre Pflanzenreste aus den Fajûm . . . . -308-
Renner, O.: Teichosperma, eine Monokotylenfrucht aus dem Tertiär Aegyptens . . . . . -308-
Gothan, W.: Ueber einige in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer . . . . . -309-
Oliver, F. W.: On Physostoma elegans Williamson. An Archaic Type of Seed from the Palaeozoic Rocks . . . . . -309-
Zeiller, R.: Sobre algunas impresiones vegetales del Kimeridgense de Santa Maria de Meya . . . . . -458-

Seite

Fliche, P. et R. Zeiller: Note sur une florule portlandienne des environs de Boulogne-sur-Mer . . . . . -459-
Zeiller, R.: Observations sur le Lepidostrobus Brownii Brongn. sp. -459-
Zalessky, M. D.: Végétaux fossiles du Terrain Carbonifère du Bassin du Donetz. II. Étude sur la structure anatomique d'un Lepidostrobus . . . . . -459-
— Mitteilung über das Vorkommen von Mixoneura neuropteroides Göppert sp. in den obercarbonischen Ablagerungen des Donetzbeckens . . . . . -460-
Bertrand, C.: La spécification des Cardiocarpus de la collection B. Renault . . . . . -461-
Fitting, H.: Sporen im Buntsandstein — die Makrosporen von Pleuromeia? . . . . . -461-
Salfeld, H.: Beiträge zur Kenntnis jurassischer Pflanzenreste aus Norddeutschland . . . . . -462-
Krasser, Fr.: Fossile Pflanzen aus Transbaikalien, der Mongolei und Mandschurei . . . . . -463-
— Die Diagnosen der von Dionysius Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceenarten unterschiedenen Farne . . . . . -464-
Marty, P.: Un Nouvel Horizon Paléontologique du Cantal . . . -466-
— L'If Miocène de Joursac (Cantal). Sur un cas d'intervention des caractères histologiques de leur épiderme dans la détermination des feuilles fossiles . . . . . -466-
— Végétaux fossiles de Cinérites Pliocènes de Las Clausades (Cantal) . . . . . -466-
Douxami, H. et P. Marty: Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville (Haute-Savoie) . . . . . -467-
Schuster, J.: Paläobotanische Notizen aus Bayern. 1. . . . . -467-

Sachverzeichnis.

Die Abhandlungen sind *cursiv* gedruckt.

Abessynien u. Ostafrika, Petrographie 225.
Abies linearis u. Schuckeri, Bernstein, Ostpreußen 308.
Achsenwinkel, opt., Messung in Dünnschliffen 156.
Achsenwinkelapparat in Verbindung mit Babinet'schem Goniometer 156.
Actinacis cymatoclysta, Kreide, Ostgalizien 294.
Adocus lacer, Nordamerika 452.
Adriosaurus Suessi 447.
Aegypten, Geologie, zwischen Kairo u. Suez 100.
Aethalion Knorri, lithographischer Kalk, Nusplingen 455.
Aetna
138 Eruptionen 363.
Fumarolenmineralien 165.
Aetzfiguren, Beryll, Tonkerhoek, Deutsch-SW.-Afrika 98.
Agaricites Conwentzi, westl. Verein. Staaten 149.
Alamosemys substricta, Nordamerika 452.
Alaska
Goldseifen 233, 235.
Kohle u. Petroleum 395.
Alaun, Vesuv, Kali- 349.
Algen, Silur, Gotland u. Oesel 153.
Allgäu-Vorarlberg, Flyschzone 97.
Alpen
Analogie mit Karpathen 418.
Nummulitenschichten 108.
Allgäu-Vorarlberg, Flyschzone 97.
franco-italienische, Tektonik 95.
französische etc., Tektonik 87.
—, Briançonnais, Tektonik 95.
Alpen
Oesterreich 411 ff.
Gosau, Kreide 427.
Hollenstein, Geologie 416.
julische u. Karst, Geologie 416.
Kärnten, Bleiberger Tal 416.
Niesenkette, Alter 401.
Salzburg, Blünbachtal 414.
—, Gollinger schwarzer Berg 417.
—, Untersberg u. Salzburger Ebene 415.
Steiermark, Gurk- u. Görtschitztal 413.
Tirol, zwischen Achensee u. Fernpaß 413.
—, Brixen, Granitgebiet 385.
—, Gaisberg bei Kirchberg, Triasinsel 97.
—, Gaisberggruppe 414.
—, Karwendelgebirge 412.
—, Kitzbühl, Silur u. Devon 415.
—, Seefelder-, Mieminger- u. Wettersteingebirge 411.
Wien, Kalk-, Entstehung 416.
savoische, Pflanzen der Molasse 467.
Schweiz 400 ff.
—, Brandung am Nagelfluhgebirge 400.
—, errat. Blöcke in Flysch und Nagelfluh 86.
—, Balmhornmassiv 406.
—, Berglitenstein u. Grabser Klippe 86.
—, Breggiaschlucht, Profil am Südrand 93.
—, Frohnalpstock (Schwyz), Alter 401.
—, Interlaken 88.

Alpen
Schweiz, Kiental, Berner Oberland, Eocän 431.
—, Nordrand, Längszerreißung u. Abquetschung der Kreideketten 400.
—, Wettersteingebirge 411.
—, östl. Rhätikon 88.
—, Säntis, Diploporen des Schrattenkalks 154.
—, zw. Sanetsch u. Kander 405.
—, Seelisberg 85.
—, Simplongebiet 59, 87.
—, Torrenthornmassiv 406.
Alunogen, siehe Keramohalit 349.
Alveolina gigantea, Vallone Tre Pietre 295.
Amblypeza entellus, Nordamerika 452.
Amblysodon 443.
Ammoniak der Laven, Ursprung 7, 52.
Amphibol, siehe Kaersutit, Hornblende etc.
Amyda aequa, crassa, egregia, exquisita, franciscae, mira u. salebrosa, Nordamerika 452.
Anacardioxylon magniporosum, westl. Verein. Staaten 149.
Analcim
Färöer 28.
Maze, Japan 192.
Ancylosauridae (Ancylosaurus magniventris), ob. Kreide, Montana 440.
Androstrobus Scotti, Schweden 152.
Angiospermen, Entwicklung der Kenntnisse 145.
Anglesit
Synthese u. Aetzfiguren 348.
Broken Hill, Krist. 348.
Ankylosauridae 290.
Annularia axillaris, Saarbrücker Schichten 304.
Anorthit durch Zusammenschmelzen 183.
Anorthoklas, Analysen 372.
Antholithus Zeilleri, Schweden 153.
Antimonglanz
opt. Eigenschaften 167.
Kostajnik, Serbien, Umwandlung in Stiblith u. Schwefel 166.
Antimonsilber, Markirch 24.
Apatit 318.
Mt. Apatite, Maine 19.
Tonkerhoek, Deutsch-SW.-Afrika 97.
Apophyllit
Färöer 28.
Maze, Japan 193.
Aragonit, Markirch 23.
Aralinium excellens, Lindgreni, multiradiatum und parenchymaticum, westl. Verein. Staaten 149.
Archäolithen, craquelierte, Tasmanien 73.
(siehe Artefakte.)
Archaicum, Skandinavien, Eisenerze 391.
Ardennen, metamorph. Gebiete 110.
Arenberger Schichten, Tertiär, Rhein 241.
Arizona, Geologie 422.
Arsen, Markirch 25.
Arsenblüte, Markirch 25.
Arsenkies, Markirch 26.
Arsenolamprit, Markirch 25.
Arsinoitherium, Bedeutung zur Geschichte der Säugetiere 438.
Artefakten
England 123.
Rocourt lez-Liège (Belgien), Tertiärsand, Eolithen 107.
St. Acheul 283.
(siehe auch Archäolithen, Eolithen, Mensch.)
Asche
Vesuv, von 1906. 46.
vulkanische, als Staubfall, Norddeutschland, 6. I. 08. 55.
Åser, siehe Oser.
Aspideretes austerus, ellipticus, fontanus, grangeri, ? nassau, puercensis, sagatus, singularis, splendidus u. vorax, Nordamerika 452.
— granifer, Nordamerika 450.
Aspidorhynchus acutirostris, lithogr. Schiefer, Nusplingen 454.
Aspidosoma Schmidti, Siegener Schichten 134.
Asplenium Gerassinovi, Jura, Ost-Transbaikalien 463.
Assilina Di-Stefanoi, Vallone Tre Pietre 296.
Asterophyllites axillaris, Saarbrücker Schichten 304.
Astieria Klaatschi und irregularis, Hauterivien, Frankreich 90.
Astieriaformen v. Holcostephanus 77.
Astraeopora hexaphylla u. octophylla, Kreide, Ostgalizien 294.
Astrocoenia hexaphylloides, Kreide, Ostgalizien 294.
Atlantosauridae 289.
Attendorn-Elsper Doppelmulde, Stratigraphie 241.
Augit, Paschkopale b. Boreslau, chem. 341.
(siehe Pyroxen.)

Aurignacien u. Moustérien 126.
Ausscheidungsfolge in Eruptivgesteinen, phys.-chem. Gesetze 367.
Avalonia Sanfordi zu Gresslyosaurus ingens 287.
Axinit, Obira, Japan 33.
Baddeleyit, Ceylon, Krist. 179.
Baëna clara, emiliae, escavada, riparia u. sima, Nordamerika 452.
Balaena Svedenborgii zweifelhaft 437.
— Tannenbergi = B. mysticetus 437.
Baptanodon, Osteologie 447.
— robustus 447.
Baptemys fluviatilis und tricarinata, Nordamerika 452.
Baryt, siehe Schwerspat.
Barytocölestin, Binnental 345, 346.
Basalt
  Ausdehnung beim Erstarren 51.
  Färöer, mit Zeolithen 27.
  Gerona u. Olot, Katalonien 222.
  Mittelmeergebiet, westl., titanreich 64.
Batholith
  Cascade Mountain Cal., Okanagen 68.
  Marysville-Distrikt, Montana 74.
Bayreuth, Muschelkalkfauna 131.
Belemniten in der Chablais-Breccie 401.
Bentheim-Isterberger Sattel, Querprofil 410.
Berner Jura, geol. Karte 400.
Bernouilla lunzensis D. Stur, Lunzer Schichten 465.
Bernstein, Ostpreußen, Flora 307.
Beryll
  Canyon, Col. etc. 30.
  Tonkerhoek, Deutsch-SW.-Afrika 98.
Biotit 319.
Bleiberger Tal, Kärnten, Geol. 416.
Bleierzgänge, Markirch 27.
Bleiglanz, Markirch 26.
Blende, siehe Zinkblende.
Bodenbewegungen, München 198.
Bodensenkungen durch Entwässerung lockerer Gesteine, rhein.-westf. Kohlenbezirk 77.
Böhmen, Geol. v. Proßnitz-Plumenau 98.
Bomben, Schweppenhausen am Soonwalde, vulkanische 58.
Bosnopsammia Katzeri, Eocän, Bosnien 292.
Bostonit, Quebec 68.
Bournonit 308.
Brasilien, Geologie der Nordostküste 101.
Brauneisenerz, Markirch 26.
Braunit, Minas Geraës, Krist. 338.
Braunkohle
  Anhalt u. Mitteldeutschland 427.
  Dürkheim (Pfalz), Pflanzen 468.
Braunspat, Markirch 23.
Bravais' Gesetz 313.
Brechungskoeffizienten kristallisierender Lösungen 157.
Breggiaschlucht, Südalpen, Profil 93.
Briançonnais, Tektonik 95.
Brixen, Granitgebiet 385.
Bromkalium u. Jodkalium, Wachstumserscheinungen an Kristallen 160.
Bromsilber, Chile, Sierra Gorda, Doppelbrechung durch Druck 334.
Bromyrit, siehe Bromsilber.
Bubalus palaeokerabau, Kendeng-Schichten, Java 119.
Buche, interglaz. Schieferkohle, Bayern 470.
Calais-Straße, Sand d. franz. Ufers 200.
Calciumoxyd, Eigenschaften 181.
Calciumsilikate 180.
Californit, Exeter, Tulare Co., Cal. 30.
Camptonit, Quebec 68.
Canada, Eruptivgesteine v. Quebec 67.
Canaren, vulkan. Tätigkeit 363.
Caninia cornucopiae, Carbon, Bau 292.
Canyon Diablo, Meteorkrater 357.
Carbon
  Farne a. d. Familie d. Sphenopteriden 150.
  Korallen 292.
  Attendorn-Elsper Doppelmulde, Radiolarit im Culm 242.
  Dombrowa, foss. Flora 146.
  Donetz-Becken, Pflanzen 459, 460.
  England, Kent, Pflanzen der Waldershare u. der Fredville series 302.
  Frankreich, Gard, Tektonik 366.
  Letmathe, Culm 241.
  russ.-arktisches Meeresgebiet, Fusulinen 146.
  Saarbrücker Schichten und Pfalz, Pflanzen 303.
Cardiocarpus angustodunensis, nummularis u. tenuis zu Cyclocarpus 461.
— sclerotesta var. major zu C. drupacens 461.
Carnallit, Umformung unter allseitigem Druck 165.
Carpinoxylon Pfefferi, westl. Verein. Staaten 149.
Caturus, lith. Kalk, Nusplingen 454.
Cedroxylon cedroides und transiens, Jura?, König-Karls-Land 301.
Celebes, Geologie 243.

Cembra cembrifolia, Bernstein, Ostpreußen 308.
Ceolophysis Bauri u. longicollis 288.
Ceratopsiden, Amerika 449, 450.
Ceratosaurus nasicornis, Schädel 443.
Cereidoxylon Zirkeli, westl. Verein. Staaten 149.
Cervus kendengensis, liriocerus und palaeomendjangan, Kendeng-Schichten, Java 118.
Cetaceen
Stammesgeschichte 438.
Ost- u. Westpreußen, Knochen 434.
Cetiosauridae 289.
Chabasit
Färöer 28.
Osawa, Japan 193.
Chablais-Breccie, Belemniten u. Radiolarien 401.
Chalcedon
Färöer 29.
Japan (Sorobandama-ishi) 179.
Chalkanthit, siehe Kupfervitriol.
Chalmersit, Morro-Velho-Grube, Brasilien, Krist. 21.
Chamaecyparis Casparyi, Schenkii u. Sommerfeldtii, Bernstein, Ostpreußen 308.
Champsosaurus ambulator und laramiensis, Osteologie 132.
Charitemys captans, Nordamerika 452.
Chloanthit, Markirch 25.
Chlorophäit, Färöer 29.
Chlorsaures Natrium, Polymorphismus 162.
Chlorsilber, Markirch 24.
Cholesterin, propionsaures, flüssige Kristalle 5.
Cholesterinverbindungen, anisotropflüssig 332.
Chromeisen, Meteoriten, chem. 360.
Chrysemys timida, Nordamerika 452.
Chrysokoll, Markirch 24.
Chrysopras, Porterville, Tulare Co., Cal. etc. 30.
Cinnamomum africanum u. eocaenicum, Eocän, Fayum 308.
Cladophlebis Fontainei, Jura, Turkestan 147.
Clavijopsis Staubi, Tertiär, Eichelskopf b. Homberg 148.
Clavulina parisiensis var. multicamerata, Victoria, Austr. 144.
Clemmys morrisiae, Nordamerika 452.
Coblenzschichten, untere, am Mittelrhein 272.
Coccoderma suevicum, lith. Kalk, Nusplingen 454.
Cölestin, Synthese u. Aetzfiguren 348.
Colemanit 316.
Coniopteris lunzensis D. Stur, Lunzer Schichten 465.
Coniosaurus crassidens 447.
Conites salzhemmendorfensis, Jura, Norddeutschland 462.
Controller Bay, Alaska, Petroleum u. Kohle 395.
Cook Inlet, Alaska, Petroleum 395.
Coquimbit 318.
Cordierit
Brockenmassiv, in Tonschieferhornfels 55.
Japan, im Kupfererz v. Hitachi 191.
Corneit, Ardennen 111.
Corvus moriorum, Ngapara b. Oamaru, Neuseeland 130.
Covellin, siehe Kupferindig.
Craquelierte Archäolithen, Tasmanien 73.
Cripple Creek, Goldbergbau 233.
Crocodilus ossifragus, Kendeng-Schichten, Java 120.
Cuneatopteris Völkeli u. westfalensis, Carbon 150.
Cupressianthus magnus u. polysuccus, Bernstein, Ostpreußen 308.
Cupressites Conwentzii, sambiensis, Schenkii u. Sommerfeldtii, Bernstein, Ostpreußen 308.
Cuprit, siehe Rotkupfererz.
Cuselit, Pfalz 54.
Cycadeoidea pumila, Portland, Boulogne-sur-Mer 459.
Cycadeospermum? Wittei, Jura, Norddeutschland 462.
Cyclocarpus angustodunensis, nummularis u. tenuis 461.
Cyclopteris pinna, Saarbrücker Schichten 303.
Cymbospondylus? natans, Trias 445.
Dadoxylon scleroticum, Deutsch-Südwestafrika 309.
— württembergicum, Holz, vergl. m. D. Keuperianum 467.
Danalith, Gloucester, Mass., Umwandlung in Phenakit 20.
Danburit, Obira, Japan, Anal. 33.
Darstellung, künstliche, von Mineralien, siehe Synthese.
Datolith, Noborio, Japan, Anal. 33.
Deirochelys floridana, Nordamerika 452.
Desmatophoca oregonensis, Miocän, Oregon 440.
Desmin
Färöer 28.
Obara, Japan 193.

Devon
Kitzbühler Alpen 415.
Letmathe 241.
Rhein, Fazies des unteren 272.
—, Faziesverhältnisse 271.
—, unteres der mittelrhein. Fazies 272.
Siegen, Aspidosoma Schmidti in Herdorfer Schichten 134.
Siegener Schichten 272.
Diabas
deutsche Mittelgebirge, Vertreter der Essexit-Theralith-Reihe 56.
Guinea, laterisiert 339.
Olonez, Gouv., versch. Typen 218.
Quebec 67.
Vogtland 58.
Westfalen, Lenne- und Volmetal, Gänge 407.
Diablerets, Falten 88.
Dial-Kompaß, siehe Sonnenzeiger-Kompaß 389.
Diamant
künstl. Darstellung 7.
Arkansas 164.
Gascogne-Golf, im Meeresgrund 333.
Nancy, in der Ackererde 333.
Nordamerika (Oroville, Cal., im Serpentin etc.) 31.
Diceratops Hatcheri, Schädel 131, 132.
Dicksonia Obrutschewi, Jura, West-Transbaikalien 463.
— Suessi, Jura, Mandschurei 463.
Dicranites Casparyi u. obtusifolius, Bernstein, Ostpreußen 307.
Difflugia olliformis, Quartär, Schweden u. Finnland 280.
Diluvium
Neuwieder Becken, rechtsrheinisch 239.
Niederrhein 277.
Dimodosaurus poligniensis zu Plateosaurus 287.
Dimorphismus
der Fusulinen 299.
rezenter Foraminiferen 135. (siehe auch Polymorphismus 162.)
Dinosaurier 442.
Entwicklung 291.
fleischfressende 443.
vergl. mit anderen Reptilien 290.
Trias 286.
Deutsch-Ostafrika 448.
Diorit
Odenwald, genet. Beziehungen zu Gabbro 375.
Okamagen-Batholith, Cascade Mountain, Cal. 69.
Diorit-Gabbro-Gesteine, Wisconsin, nördl. 227.
Diplodociden 289.
Diplodocus
Lebensweise 442.
Osteologie 446.
Diplopora Mühlbergi, Schrattenkalk, Säntis 154.
Diploporen, Schrattenkalk, Säntisgebiet 154.
Discostrobus argunensis, Jura, Transbaikalien 464.
Dolichosaurus longicollis 447.
Domingit = Warrenit, ident mit Jamesonit 170.
Dysanalyt
Vesuv, Mte. Somma 344.
Vogtsburg, Kaiserstuhl 344.
Ebenoxylon boreale und speciosum, westl. Verein. Staaten 149.
Echmatemys aegle, arethusa, callopyge, cyane, naomi, ocyrrhoë, pusilla u. uintensis, Nordamerika 452.
— rivalis, Nordamerika 450.
Edelsteinproduktion, Nordamerika, 1906. 30.
Eglestonit, Terlingua, Texas 173.
Eiben, Bayern u. Island, fossil 469.
Eidechsen, fossile 447. (siehe auch Lacertilier.)
Eisberge, Gesteinseinschlüsse 203.
Eisen
Ferro-, chem. Bestimmung 7.
Sibirien, Fluß Onot, Nickel- 353.
Eisenerze
Cuyuna, Zentralminnesota 394, 395.
Diélette, Entstehung d. oolithischen 393.
Gellivare, Nordschweden 392.
Helen Iron Mine, Michipicoten 390.
Kentucky, nordöstl., Entstehung 391.
Kiruna (Schweden) 392.
Lake Superior, Entstehung 390, 394.
Lofoten, magmat. Ausscheidung aus Granit 389.
Salesbury-Distrikt, Connecticut, New York u. Massachusetts 395.
Skandinavien, Einteilung 381.
Wissokaja, Ural, Magneteisen 392.
Eisenglanz, künstl. Kristalle 8.
Eisenoolith
Diélette (Manche) 393.
Grandpré (Ardennen), aus Glaukonit entstanden 394.
Eisenspat, Markirch 23. (siehe auch Sphärosiderit.)
Eiszeitspuren, Serbien 110.
Eklogit, Münchberger Gneisgebiet 377.

Elephas hysudrindicus, Kendeng-Schichten, Java 117.
(siehe auch Mammut.)
Elsaß, Kalisalze bei Wittelsheim 107.
Enargit
Formosa, Kinkwaseki, Kristalle 173.
Serbien, Bor 336.
Engadin, unteres, zw. Val d'Assa u. Piz Lad 404.
Entwässerung lockerer Gesteine, Ursache von Bodensenkungen, rhein.-westf. Kohlenbezirk 77.
Eocän
Aegypten, Säugetiere 440.
Kiental, Berner Oberland 431.
Eolithen, Tertiär, Belgien 107.
(siehe auch Archäolithen etc.)
Epicampodon = Thecodontosaurus (?) indicus 289.
Epididymit 317.
Epidot 316.
Epistilbit, Färöer 28.
Equisetales, Mesozoicum, Schweden 150.
Equisetites laevis, Mobergii, Nathorsti, praelongus, subulatus u. suecicus, Mesozoicum, Schweden 151.
— (Equisetostachys) Nathorsti und suecicus, Mesozoicum, Schweden 151.
Equisetostachys Nathorsti u. suecicus, Mesozoicum, Schweden 151.
Equisetum ferganense, Jura, Turkestan 147.
Erdbeben
angezeigt durch Schwankungen des Erdpotentials 362.
San Francisco, 18. April 1906, Haupterschütterungsgebiet 49.
Süddeutschland, Frühjahr 1903. 49.
Erdbebengürtel der Erde 102.
Erde, Tetraederform 367.
Erdpotential, Schwankungen zeigen Erdbeben an 362.
Erinit, Markirch 24.
Erosion, Gletscher- u. Fluß- 201.
Erosionstätigkeit in den Canyons, Alpes-Maritimes 205.
Erquelinnesia molaria, Nordamerika 452.
Eruptionen, vulkanische, siehe vulkan. Eruptionen.
Eruptivgesteine
phys.-chem. Gesetze der Kristallisationsfolge 367.
Okanagen-Batholith, Cascade Mountain, Col. 68.
Eruptivmechanismus, beeinflußt durch submarine Infiltration 204.
Erythrosuchus africanus, Skeletteile 131.
Erze, Einteilung 76.
Erzgebirge, Gneis u. seine Kontakterscheinungen 212.
Erzlagerstätten, siehe auch Eisenerze. Manganerze 80 ff.
See- u. Sumpferze, Bildung durch Humussubstanzen 77.
Borneo, Manganerze in Brit. Nord- 80.
Boulder County, Colorado, Gold- u. Wolframerze 234.
Brasilien, Manganerze 81.
Carolina, südl. Appalachen, Gold u. Zinn 234.
Cripple Creek, Gold 233.
Cuyuna, Zentral-Minnesota, Eisenerze 394, 395.
Diélette (Manche), Magneteisen 393.
Fachingen a. Lahn, Roteisenstein 389.
Gellivare, Eisenerze 392.
Holzappel, Fortsetzung des Gangzugs zwischen Lahn u. Mosel 242.
Japan, paragenet. Verhalten der kontaktmetamorphen 32.
Kentucky, Nordost-, Entstehung d. Eisenerze 391.
Kiruna, Eisenerze 392.
Klondyke, Entstehung der Goldquarzgänge 78.
Lake Superior, Eisenerze 390.
Lofoten, Magneteisen als magmat. Ausscheidung aus Granit 389.
Markirch, Elsaß 21.
Michipicoten, Eisenerze der Helen Iron Mine 390.
Ostafrika, Deutsch-, Gold- u. andere nutzb. Min. 231.
Salesbury-Distrikt, Connecticut, New York u. Massachusetts, Eisenerze 396.
St. Blasien, Schwarzwald, Nickelmagnetkies 80.
Siebenbürg. Erzgebirge, Goldvorkommen u. Verhalten zum Nebengestein 231.
Skandinavien, Eisenerze 391.
Temiskaming, Mineralien d. Kobalt-Nickel-Silbergänge 79.
West-Australien, Pilbara-Goldfeld 237.
Wisconsin, Zink u. Blei 79.
Wissokaja, Ural, Magneteisen 392.
Essexit, Monteregian Hills, Quebec 68.
Essexit-Theralith-Reihe u. Diabase d. deutschen Mittelgebirge 56.
Eubaëna latifrons, Nordamerika 452.
Eudidymit 317.

Eugnathus, lith. Kalk, Nusplingen 454.
— microlepidotus u. Velteri, lith. Kalk, Nusplingen 453.
— Vetteri, lith. Kalk, Nusplingen = Pholidophorus latimanus, Eichstätt 452, 455.
Eurycormus speciosus, lith. Kalk, Nusplingen 455.
Eurypoma grandis, lith. Kalk, Nusplingen 456.
Eusigillaria, Bau des Stamms 145.
Evansit, Nordamerika (Goldburg, Idaho u. Columbiana, Alabama) 19.
Exagonocyclina, s. Hexagonocyclina.
Färöer, Mineralien 27.
Fahlerz, Markirch, krist. 23.
Faltung der Schichten, Erklärung 82.
Faltungszone, Mexiko-Tal, entstanden durch vulkan. Druck 28.
Farne a. d. Familie der Sphenopteriden 150.
Federerz, Wesen 170.
Feldspate, eutektische in Eruptivgesteinen 371.
(siehe auch Orthoklas, Sanidin etc.)
Felis microgale, oxygnatha u. trinilensis, Kendeng-Schichten, Java 120.
Felixia latiradiata, westl. Verein. Staaten 149.
Felsitporphyr
Pfalz 54.
Val Camonica, Lombardei, in Sericitschiefer umgewandelt 221.
Ferroeisen, chem. Bestimmung 7.
Feuerstein, Tasmanien, craquelierte Archäolithen 73.
Ficoxylon helictoxyloides, westl. Verein. Staaten 149.
Ficus Blankenhorni, callophylloides, crenatifolia, curvatifolia, fajumensis, leucopteroides u. Stromeri, Eocän, Fayum 308.
Fließende Kristalle, siehe flüssige Kristalle.
Flüssige Kristalle 2.
historisches 332.
scheinbar lebend 4.
Schmelz- u. Klärungskurven 331.
u. mechan. Technologie 5.
Ammoniumoleat 6.
Cholesterinverbindungen 332.
propionsaures Cholesterin 5.
(siehe auch kristallinische Flüssigkeiten.)
Flugbefähigung der Wirbeltiere 128.
Fluor in Mineralwässern 205.
Fluornatrium, Los-Inseln, in Nephelinsyenit 164.
Flußspat, Markirch 22.
Flußtäler u. Gletschertäler 201.
Flysch
Etymologie 432.
Kalkalpen bei Wien, Entstehung 416.
Schweiz, errat. Blöcke 86.
Flyschzone, Allgäu-Vorarlberg 97.
Flyschzonen, Beziehung zur Tatra 421.
Foraminiferen
Dimorphismus der rezenten 135.
Belfast-Gegend 300.
Gingin (Australien), Kreide 299.
Mainzer Becken, Rupelton 433.
Victoria, Austr., rezent 144.
Frohnalpstock (Schwyz), Alter 401.
Fumarolen, Vesuv, Borsäuregehalt etc. 165.
Fumarolenmineralien, Aetna 165.
Fungites capillaris, hurtus, macrochaetes u. pullus, ostpreuß. Bernstein 307.
Fusulinen
Entwicklung 141.
Schalenverschmelzung und Dimorphismus 299.
russ.-arkt. Meeresgebiet 137.
Fusulina alpina var. arctica, rossica u. vetusta, arctica, Carbon, russ.-arkt. Meeresgebiet 138.
— Anderssoni, Krotowi, Moelleri, Moelleri var. aequalis, implicata u. vulgaris, Carbon, russ.-arktisches Meeresgebiet 139.
— minima u. Tschernyschewi, Carbon, russ.-arkt. Meeresgebiet 138.
— simplex, prisca var. artiensis u. parvula u. ? obsoleta, russ.-arkt. Meeresgebiet, Australien, 138.
— Lutugini, subtilis u. Verneuili var. solida, Obercarbon, russ.-arkt. Meeresgebiet 139.
Gabbro
Frankenstein b. Darmstadt und Schmirgel 178.
Neurode 58.
Odenwald, genet. Beziehungen zu Diorit 375.
Okanagen-Batholith, Cascade Mountain, Cal. 68.
Gabbrogesteine, nördl. Wisconsin 227.
Ganoiden, lith. Kalk, Nusplingen 452.
Gausberg, Geol. 202.
Gavialis bengowanicus, Kendeng-Schichten, Java 120.
Gebirgsbildung, Ansichten von Bertrand 366.

Gefäß-Totalreflektometer in Verbindung mit Babinet's Goniometer 156.
Geolog. Aufnahmen, Karten etc.
Sachsen, Uebersichtskarte 400.
Schweiz, Berner Jura 400.
—, unt. Aare-, Reuß- u. Limmattal 434.
Gervillia exporrecta, Saltrange 12.
Gigantosaurus africanus u. robustus, Deutsch-Ostafrika 448.
Gingin (Australien), Tertiär, Foraminiferen 299.
Ginkgo Schmidtiana form. parvifolia, Jura, Mandschurei 464.
Gips
Markirch 26.
Vesuv 349.
Girvanella, Silur, Gotland u. Oesel 153.
Gläser, vulkan. Verhalten zu Wasser 82.
Glasmeteorit, Schonen 354.
Glaubersalz 319.
Glaukonit
Challenger-Expedition, Anal 394.
Grandpré, zersetzt zu Eisenoolith 394.
Glaukophangesteine, Kalifornien, Küstengebirge 71.
Glaukophanschiefer, Birma, Jadeitlagerstätte 187.
Glazial
Orange River-Kolonie 111.
Posen (Schönlanke) 108.
Schweiz, zw. Ketten- u. Tafeljura 434.
Serbien 110.
Wesergebiet, mittleres, Stillstandslagen 109.
Gletschertäler u. Flußtäler 201.
Glimmer 319.
Aufkristallisieren von Jodkalium 160.
neue Arten (Hallerit u. Irvingit) 190.
Glyptops caelatus, depressus u. pervicax, Nordamerika 452.
Gneis
Brünner Eruptivgebiet 378.
Erzgebirge, Kontakterscheinungen 212.
Laaser Gruppe, Tirol 381.
Okanagen-Batholith, Cascade Mountain, Cal. 68.
Schwarzwald, Wiesental, Verhältnis zu Granit 55.
Goethit, Přibram 339.
Gold
Altai, Fluß Petrowka 334.
Böhmen, Otava-Fluß 334.
Boulder County, Colorado 234.
Carolina, südl. Appalachen 234.
Cripple Creek, Vorkommen 233.
Gold
Klondyke, Seifen 235.
Ostafrika, Deutsch- 231.
Siebenbürg. Erzgebirge, Vorkommen u. Verhältnis z. Nebengestein 231.
Westaustralien, Pilbara-Goldfeld 237.
Goldquarzgänge, Klondyke, Entstehung 78.
Goldseifen, Alaska, Abbau 233, 235.
Gomphostrobus Reisi, Oberrotliegendes, Pfalz 305.
Goniometer von Babinet in Verbindung mit Gefäßtotalreflektometer und Achsenwinkelapparat 156.
Gosau, Kreide 427.
Granat
Kamaishi, Kalkeisen-, Anal. 33.
Nordamerika, als Edelstein 32.
Silberbach, Münchberger Gneisgebiet, im Eklogit 378.
Granit
Brixen 385.
Brockenmassiv, Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels 55.
Graham-Insel, Antarktik, Alkali- 225.
Laaser Gruppe, Tirol 384.
Lofoten, magmat. Ausscheidung von Eisenerz 389.
Okanagen-Batholith, Cascade Mountain, Cal. 69.
Quebec 68.
Schwarzwald, Wiesental, Verhältnis zu Gneis 55.
Sierra Nevada, Cal. 66.
Tian-Schan, Musarttal 224.
Virginia 66.
Granit-Syenit-Gesteine, Wisconsin, nördl. 227.
Graphit
spez. Gewicht des reinen 333.
Markirch 26.
Gresslyosaurus Plieningeri u. robustus, ob. Keuper 287.
Grünschiefer, Simplongebiet, in Jura u. Trias 59.
Grundproben
seltenere Bestandteile 204.
Antarktik 203.
Madagaskar etc. 201.
Gymnospermen, Entwicklung d. Kenntnisse 145.
Gyrodus circularis, lith. Kalk, Nusplingen 454.
Gyromys spectabilis, Nordamerika 452.
Hadrianus tumidus, Nordamerika 452.
Hämatit, siehe Eisenglanz.

Härtebestimmung, neue Methode 155.
Hallerit, Mesvres b. Autun 190.
Halticosaurus longotarsus, Stubensandstein 288.
Hamlinit
Binnental 194.
Diamantina, Brasilien, Krist. 344.
Harz, Perm u. Tektonik am westl. Rand 409.
Heard-Insel, Antarktik, Geol. 202.
Hedenbergit, Japan, Obira etc., Anal. 33.
Helopanoplia distincta, Nordamerika 452.
Hessit, Botes, Krist. 337.
Heulandit
Chichijima-Insel, Japan 193.
Färöer 29.
Hexagonocyclina Schopeni u. Steinmanni, Vallone Tre Pietre 296.
Hexaprotodon sivajavanicus, Kendeng-Schichten 119.
Hiddenit, Kalifornien 32.
Hippuritiden, bilden nicht durch Knospung Kolonien 93.
Höhlen, siehe Knochenhöhlen.
Holcostephanus, Astieria-Formen 77.
Hölzer, fossile, Westen d. Verein. Staaten 149.
Holz d. Keuperpflanzen, vergl. m. dem der Liaspflanzen, Bayern 467.
Holzappeler Gangzug, Fortsetzung zwischen Lahn u. Mosel 242.
Hoplochelys caelata, Nordamerika 450.
— paludosa u. saliens, Nordamerika 452.
Hornblende, siehe Kaersutit.
Hornblendegabbro, Odenwald 376.
Hornblendeschiefer, Birma, Jadeitlagerstätte 187.
Hornfelsgneis, Brünner Eruptivmasse 378.
Humusstoffe u. Bildung v. See- u. Sumpferzen 77.
Hunsrückschiefer am Mittelrhein 272.
Hupperablagerungen, Basler Jura 388.
Hutchinsonit, Binnental 171.
Hyaena bathygnatha, Kendeng-Schichten, Java 120.
Hybodus Hauffianus 456.
Hydnophyllia Zuberi, Kreide, Ostgalizien 294.
Hydrozoen, Silur, Gotland u. Oesel 153.
Hypsocormus macrodon u. insignis, lith. Kalk, Nusplingen 454.
Ichthyosaurier, Trias, Amerika 445.
Ichthyosaurus, Embryonen 448.
Ilmenit, Jacupiranga, Brasilien 175.
Ilmenorutil, Beziehung zu Strüverit 175.
Indien
niederländisch, Geologie des östlichen 243.
Orthophragmina u. Lepidocyclina in den Nummulitenschichten 141.
Infiltration, submarine, beim Fluß- u. Eruptivmechanismus 204.
Inga holzhausensis, Tertiär, Eichelskopf b. Homberg 148.
Injektionserscheinungen, Harz und Schwarzwald 55.
Inselberg im Rheintal, Schweiz 400.
Interglazial, Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau, Kiesströme 110.
Interlaken, Geologie 88.
Irvingit, Wausau, Wisconsin, im Pegmatit 190.
Island, schildförmige Lavavulkane 47.
Isogyren u. Skiodromen 156.
Isomorphe Mischungen polymorpher Körper 163.
Isomorphismus, regelmäßige Verwachsung 322—324.
Jadeit, Birma, Vorkommen 185.
Jamesonit, ident mit Domingit = Warrenit 170.
Japan, paragenet. Verhalten der kontaktmetam. Erzlagerstätten 32.
Java, Trinil etc., Pithecanthropus erectus etc. 111 ff.
Jodkalium
Freimachen von Jod durch gewisse Mineralien 330.
Kristallisieren auf Glimmer 160.
u. Brombaryum, Wachstumserscheinungen an Kristallen 160.
Juniperus major u. minor, Bernstein, Ostpreußen 308.
Jura
Alaska, pazif. Küste 398.
Basler, Jura, Hupperablagerungen 388.
Bayern, Liasholz, vergl. mit Keuperholz 467.
Bentheim-Isterberger Sattel 410.
Boulogne-sur-Mer, Pflanzen des Portland 459.
England, Peterborough, Krokodile 451.
Frankreich, St. Gaultier (Indre), Korallen 293.
Kaukasus u. Turkestan, Pflanzen 147.
König-Karls-Land, foss. Hölzer 301.
Norddeutschland, Pflanzen 462.
Nusplingen, Ganoiden u. Teleostier 452.
Rhätikon, östl. 89.

Jura
Schwaben, oolithbildende Ophthalmidien im Dogger 297.
Schweizer Alpen, zw. Sanetsch u. Kander 405.
Simplongebiet, Grünschiefer 59.
Spanien, Santa Maria de Meya, Pflanzen 458.
Tour Saillère—Pic de Tanneverge, Juragebirge 83.
Transbaikalien, Mongolei u. Mandschurei, Pflanzen 463.
Wladiwostock 1.
Juragebirge
Bern, geol. Karte 400.
Quartär u. Glazial zw. Ketten- u. Tafeljura 434.
Tour Saillère—Pic de Tanneverge 83.
Kaersutit, Linosa u. Grönland, chem. 342.
Kainit 316.
Kalialaun, Vesuv 349.
Kalifornien, Glaukophangesteine der Küstengebirge 71.
Kalisalze, Lagerstätten, siehe Salzlagerstätten.
Kaliumbichromat, Krist. 328.
Kalkkieselreihe der Mineralien 180.
Kalkspat
Dissoziationsdruck 339.
Zeichnung von Zwillingen 179.
Färöer 29.
Markirch 21.
Ungarn, Bojcza 336.
—, Salgótarián u. „Kühles-Tal“ bei Ofen-Pest 340.
West Paterson, N. J., Krist. 9.
Kallistira, Nordamerika 452.
Kalomel
Avala u. Terlingua, Krist. 335.
Terlingua, Texas 173.
Karpathen
Analogie mit Alpen 418.
Geologie 418 ff.
Klippen, Entstehung 419.
Karst u. jul. Alpen, Geologie 416.
Karwendelgebirge, Geologie 412.
Kascholong, Färöer 29.
Katalonien, Vulkane v. Olot u. Gerona 222.
Kendeng-Fauna, Trinil, Java, Alter 114.
Kent, Steinkohlenpflanzen der Waldershare- u. der Fredville series 302.
Keramohalit, Vesuv 349.
Keratophyre, Beziehung zu Diabas, deutsche Mittelgebirge 56.
Keuper- u. Liasholz, Bayern 467.
Kieseloolith- u. Quarzschotter, Rheintal 240.
Kieselsäure
geschmolzen, Wirkung auf TiO_2, ZrO_2 etc. 184.
Schmelzung 181, 182.
Kieselzinkerz, Markirch 25.
Kieserit 316.
Kleinit, Terlingua, Texas 173.
Klondyke
Bildung des Golds der Quarzgänge 78.
Goldvorkommen 235.
Knochenhöhlen
Bouffia de la Chapelle-aux-Saints Sourdoire-Tal (Corrèze), Mensch 124, 125.
Spanien (Santander), Säugetiere 130.
Kobaltblüte, Markirch 25.
Kobalterzgänge, Chile, San Juan, turmalinführend 79.
Kobaltglanz, Markirch 25.
König-Karls-Land, foss. Hölzer 301.
Kohlenbecken, Gard, Frankreich, Tektonik 366.
Kohlenlager, Alaska, Bering River 396.
Kontaktbildungen
Marysville-Distrikt, Montana 74.
Musarttal, Tian Schan 224.
Kontakterscheinungen
Erzgebirge, am Gneis 212.
Olonez-Gouv., am Diabas 220.
Kontaktmetamorphe Bildungen, Pfalz 54.
Kontaktmetamorph. Erzlagerstätten, Japan, paragenet. Verhältnisse 32.
Kontaktmetamorphose
Birma, Jadeitlagerstätte 186.
Brixen, am Granit 387.
Odenwald, Gabbro, endogene 376.
Korallen
Carbon 292.
Dogger, St. Gaultier (Indre) 293.
Kreide, Ostgalizien 294.
paläozoische 293.
Korsika, Gebirgsbau 99.
Korund, Brockenmassiv, in Tonschieferhornfels 56.
(siehe auch Rubin, Sapphir, Schmirgel.)
Kreide
Aegypten, zw. Kairo u. Suez 100.
Bentheim-Isterberger Sattel 410.
Brasilien, NO.-Küste 103.
Feydey-Leysin, couches rouges 429.
Galizien, Ost-, Korallen 294.
Gosau 427.
Indien, Orbitoiden 142.
Rhätikon, östl. 90.

Kreide
Schweiz, Frohnalpstock 402.
—, Säntis, Diploporen des Schrattenkalks 154.
—, Seelisberg, Berrias 84.
Kristalle
flüssige 2.
—, siehe flüssige Kristalle 331.
scheinbar lebende 4.
Kristallflächen, krumme 17.
Kristallinische Flüssigkeiten
Entstehung durch Mischung mehrerer Substanzen 3.
klare 330.
Kristallin. Schiefer, Mineralbestand u. Struktur 207.
Kristallinisch-flüssiger Zustand, beeinflußt durch die molekulare Gestalt 3.
Kristallisation, spontane 327.
Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen, phys.-chem. Gesetze 367.
Kristallisationsschieferung u. Piezokristallisation 375.
Kristallisieren
dreifaches 1.
Erscheinungen 1.
Kombination v. einfachem u. doppeltem 1.
Kristallisierende Lösungen, Brechungskoeffizienten 157.
Kristallklassen als kürzende Symbole 155.
Kristallographie
Bravais-Gesetz 313.
Kantenwinkel, Messung mittels Vertikalilluminators a. Reflexionsgoniometer 313.
Kristalltracht, beeinflußt durch fremde Substanzen beim salpeters. Harnstoff 329.
Krumme Kristallflächen 17.
Kryptoperthit, Analysen 372.
Kubikinhalt von Erz, Beziehung zu spezifischem Gewicht, Porosität u. Feuchtigkeit 389.
Künstliche Darstellung von Mineralien, siehe Synthese.
Kunzit, Andover, Oxford county, Maine 32.
Kupfer, Färöer, gediegen 29.
Kupfererzgänge, Markirch 26.
Kupferglanz 318.
Markirch 24.
Kupferindig
Japan, Kosaka mine 167.
Bor, Serbien 336.
Kupferlasur, Markirch 24.
Kupfernickel, Markirch 25.
Kupferschaum, Markirch 24.
Kupferuranit 318.
Kupfervitriol
Bor, Serbien, Krist. 350.
Markirch 24.
Laaser Gruppe, Tirol, Geologie 380.
Labradorit, Färöer 29.
Lacertilier, Sacrum 441.
(siehe auch Eidechsen.)
Lagena acuticosta var. ramulosa, Victoria, Austr. 144.
Lagenostoma Kidstonii, Paläozoicum 312.
Lakkolithenhypothese 53.
Larix (?) serrata, Bernstein, Ostpreußen 308.
Lassalit, Can Pey (Pyr. orient.), Frankr. 192.
Laterit, Guinea, Bildung aus Diabas 339.
Laumontit, Färöer 29.
Lautit, Rauental b. Markirch 8.
Laven, Ursprung des Ammoniakgehalts 7, 53.
Leadhillit 319.
Lebende flüssige Kristalle, scheinbar 4.
Leidyosuchus canadensis, Judith River-Formation, Alberta 450.
Leiterze versch. Teufen 76.
Lengenbachit, Binnental 172.
Lepidocyclina inflexa u. Preveri, Vallone Tre Pietre 296.
— planulata, Vallone Tre Pietre 297.
— u. Orthophragmina in Nummulitenschichten, Indien 141.
Lepidocyclinen
Verhältnis zu Orbitoiden etc. 139.
Sausset (B. du Rhône) 135.
Lepidocyclinenschichten
Aquitanien u. Venetien 135.
Miocän, Provence 297.
Lepidodendron Tonderae, Carbon, Dombrowa 146.
Lepidostrobus Bertrandi, Carbon, Donetz-Becken 459.
— Brownii 459.
Leptobos dependicornus u. Gruenwaldtii, Kendeng-Schichten, Java 118.
Leptochondria Albertii var. virgalensis 8.
Leptophoca lenis, Miocän, Maryland 439.
Leucit, durch Zusammenschmelzen 183.
Leucitgesteine, Vesuv u. Somma 221.
Levyn, Färöer 29.
Lias- u. Keuperholz, Bayern 467.

Librocedrus subdecurrens, Bernstein, Ostpreußen 307.
Liesing u. Nödlingtal b. Wien, Geol. 414.
Lievrit, Japan 33.
Limmatquelle, Baden 83.
Litharaea distans, Kreide, Ostgalizien 294.
Lithionglimmer, siehe auch Zinnwaldit 19.
Lobolithen, Vorkommen in Cornwall 134.
Lösliche Salze, Zusammenkristallisieren 161.
Löß
Apolda 279.
Köthen 109.
Niederrhein 278.
Lösungen, kristallisierende, Brechungskoeffizienten 157.
Lorbeerholz, Flyschsandstein, Allgäu 468.
Lunzer Schichten
die von D. Stur unterschiedenen Marattiaceenarten 464.
zw. Göstling u. Wildalpen 415.
Lutra palaeoleptonyx, Kendeng-Schichten, Java 120.
Lycopodiaceen, fossile, Bau 145.
Lycostrobus, Schweden 152.
Lytoceras taeniatum und Wrighti, Dogger, Unter-Elsaß 134.
Lytoloma Wielandi, Nordamerika 452.
Macrochelys floridana, Nordamerika 452.
Macrotaeniopteris angustior, Haidingeri, latior, lunzensis u. simplex, Lunzer Schichten 465.
Madagaskar, Gesteine von Mahafaly 71.
Maesa Zitteli, Eocän, Fayum 308.
Magmat. Ausscheidung v. Magneteisen aus Granit, Lofoten 389.
Magneteisen
Diélette (Manche), Entstehung 393.
Wissokaja, Ural 392.
Magnet. Aufnahmen, Instrumente 389.
Magnet. Deklination u. Inklination bei versch. Höhen, Montblanc 44.
Magnetkies
nickelhaltiger, mikrosk. Struktur 79.
St. Blasien, Schwarzwald, Lagerst. d. Ni-haltigen 80.
Magnetometer bei magnet. Aufnahmen 389.
Mainzer Becken, Rupelton, Foraminiferen 433.
Malachit
Färöer 29.
Markirch 24.
Malone Sands, Belfast, Foraminiferen 300.
Mammut, Wilsdorf b. Bodenbach (Böhmen) 128.
(siehe auch Elephas.)
Manganerze
brit. Nord-Borneo 80.
Ostafrika, Deutsch- 232.
Manganerzlagerstätten
Bildung 80.
Brasilien 81.
Manganspat, Markirch 26.
Manganwiesenerz 80.
Manis palaeojavanica, Kendeng-Schichten, Java 120.
Marattiaceen von D. Stur der Lunzer Schichten 464.
Markasit, Markirch 26.
Markirch, Mineralien d. Erzgänge 21.
Marysville-Distrikt, Montana, Gest. 74.
Mastodon americanus, Schädel, Chester, N. Y. 129.
— —, Skelett 131.
Meeresgrund, Madagaskar 201.
Meeressäugetiere, Stammesgeschichte 438.
Megalosaurus
vereinigt mit Streptospondylus 289.
Lias, Warwickshire, Tibia 441.
Melaphyr, Pfalz, basaltischer 54.
Menado (Celebes), Geologie 246.
Mensch 123 ff., 283.
(siehe auch Artefakte, Archäolithen, Eolithen etc.)
Moustérien u. Aurignacien 126.
Bouffia de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze), Moustérien-Skelett 124, 125.
St. Acheul 283.
Spanien (Santander), Höhlen 129.
Tasmanien, craquelierte Archäolithen 73.
Taubach 285.
Mesocetus hungaricus, Miocän, Borbolya (Ungarn) 438.
Mesolith, Färöer 29.
Mesosaurus brasiliensis, Perm, Brasilien 444.
Mesotyp, Färöer 29.
Mesozoicum
Entwicklung der Kenntnisse von den Pflanzen 145.
Schweden, Equisetales 150.
Metamorphe Gebiete der Ardennen, Erklärung 110.
Metavoltin
neue Fundorte 194.
Vesuv 349.

Meteoreisen
Verzeichnis u. Klassifikation 353.
u. Stahl 352.
Ainsworth, Nebraska 359.
Columbien (Rasgata, Santa Rosa, Tocavita) 40.
Canyon Diablo 354, 357.
Coon Mountain (Canyon Diablo), Eisenschalen, Anal. 43.
Nuleri-Distrikt, Westaustralien 360.
Williamstown, Kentucky 359.
Meteoriten 350 ff.
Chromeisen, chem. 360.
Eintreffen gleichartiger 350.
Piezoglypten u. Regmaglypten 353.
Tracht 352.
Columbien 40.
Indien 38.
Meteorsteine
Allegan, Oldhamit, chem. 361.
Bath Furnace, Chupaderos, Iron Creek, Lampa (Chile), Mejillones, Modoc, Ponca Creek, Saline, Weston, Krusten 41.
Estacado, Texas 39.
Indien (Andhara, Bhagur, Bholghati, Delhi, Dacca-Distrikt, Haraiya, Jamkhair, Kalambi, Karkh, Pirganj) 38.
Schonen, glasig 354.
Meteorsteinfall, Indien, Dacca-Distrikt, Bengalen 39.
Metriorhynchus brachyrhynchus, Oxford clay, Peterborough 442.
Mexikanischer Onyx, Pueblo, Mex. 32.
Mexiko-Tal, Faltungszone durch vulkan. Druck entstanden 28.
Mieminger Gebirge, Tirol, Geol. 411.
Mikroklin u. Orthoklas, chem. Unterschiede 185.
Milioliden, trematophore, Tertiär, Ottranto 140.
Minerallagerstätten
Färöer, Zeolithe im Basalt 27.
Markirch, Gänge 21.
Vesuv 349.
(siehe Erzlagerstätten.)
Minette, Diélette (Manche), Eisenerz 393.
Mischkristalle der Nitrate von Am, Tl u. Cs 163.
Mittelmeergebiet, westl., titanreiche Basalte u. magmat. Provinz 64.
Mixoneura neuropteroides, Carbon, Donetzbecken 460.
Moissanit 7.
Molekulare Gestalt, Einfluß auf den kristallinisch-flüssigen Zustand 3.
Molukken, Geologie 242.
Molybdit, Hortense, Colorado 195.
Montblanc, magnet. Deklination u. Inklination bei versch. Höhen 44.
Monteregian Hills, Quebec, Eruptivgesteine 68.
Montroydit, Terlingua, Texas 173.
Moränen, Gausberg, Antarktik, des Inlandeises 203.
Mosasauridae 289.
Moustérien u. Aurignacien 126.
Moustérien-Skelett, Bouffia de la Chapelle-aux-Saints, Sourdoire-Tal (Corrèze) 124.
Mülhausen i. Els., Wasserversorgung 205.
München, Schwereänderungen u. Bodenbewegungen 198.
Musarttal, Tian Schan, Gesteine 224.
Muschelkalk, Rhön 424.
Muscites totifolius, Bernstein, Ostpreußen 307.
Mylorit, Brünner Eruptivmasse 378.
Mystriosuchus 445.
Nagelfluh, subalpine 86.
Nahegebiet, Morphographie u. Siedelungskunde 199.
Naomichelys speciosa, Nordamerika 452.
Naphthalen, kristallisiert mit β-Naphthol 327.
Naphthol β-, kristallisiert mit Naphthalen 327.
Nathorstia latifolia, Cenoman, Grönland 153.
Natrolith, Färöer 29.
Nayadochelys ingravata, Nordamerika 452.
Nectosaurus, Osteologie 448.
Neocalamites (Schizoneura) Carrerei, hoerensis u. Meriani, Mesozoicum, Schweden 150.
Nephelin
chem. Konstitution 9.
durch Zusammenschmelzen 183.
Nephelinsyenit, Wisconsin, nördl. 227.
Nephrit, Ligurien, Entstehung 188.
Neuroder Gabbrozug 58.
Neuseeland
Fossilien v. Wharekuri, Nord-Otago 104.
Ueberreste ausgestorbener Vögel 130.
Nickelblüte, Markirch 25.
Nickeleisen, Sibirien, Onot-Fluß 353.
Niederländisch-Indien, Geologie des östlichen 243.
Niesenkette, Schweiz, Alter 401.
Nitrate von Am, Tl u. Cs, Mischkristalle beim Schmelzen 163.

Nordamerika, Hölzer d. westl. Verein. Staaten 149.
Nordmarkit, Monteregian Hills, Quebec 68.
Nordseeküste, säkulare Senkung 109.
Nucula indica, Saltrange 12.
Nummuliten, abnorme Erscheinungen 136.
Nummulitenkalk, Florenz 137.
Nummulitenschichten
Alpen 108.
Termini-Imerese 295.
Nummulites Baldaccii, Carapezzai u. Dollfusi, Vallone Tre Pietre 296.
— Vredenburgi, Kachh 142.
Nusplingen, Ganoiden u. Teleostier d. lith. Kalkes 452.
Obsidian, Lipari, Entglasung 366.
Ocoteoxylon algovicum, Flyschsandstein, Allgäu 468.
Odenwald, Oberflächengestaltung 199.
Odontopteris thinnfeldioides, Saarbrücker Schichten 303.
Oedemmetamorphose u. Nephritbildung, Ligurien 189.
Oelsaures Ammonium, flüssige Kristalle 6.
Oenoscopus, lith. Kalk, Nusplingen 455.
Okenit, Färöer 29.
Oldhamit, Alleganmeteorit, chem. 361.
Oligocarpia coriacea D. Stur, Lunzer Schichten 465.
Olivin
Färöer 29.
Massachusetts, Chester u. Middlefield, im Serpentin 15.
Olonez, Gouv., präcambr., Bildungen 218.
Onyx, mexikanischer, Pueblo, Mex. 32.
Oolithbildende Ophthalmidien im Dogger, Schwaben 297.
Oolithische Eisenerze, Diélette, Entstehung 393.
Opal
Färöer 29.
Neu-Mexiko 32.
Operculina Paronai, Vallone Tre Pietre 295.
Ophiopsis tenuiserrata, lith. Kalk, Nusplingen 453.
Ophthalmidien, oolithbildende, im Dogger, Schwaben 297.
Ophthalmidium oolithicum, Dogger, Schwaben 297.
Oppelia glabra, ob. Malm, Jurageb. 84.
Opt. Achsenwinkel, Messung in Dünnschliffen 156.
Orbitoiden, Kreide, Indien 142.
Orbitoides Hollandi u. minima, Kreide, Indien 143.
Orca gladiator, Kurische Nehrung 437.
Ormonts-Breccie, Alter 406.
Orthoklas
u. Mikroklin, chem. Unterschiede 185.
Fichtelgebirge, Krist. des im Granit eingewachsenen 341.
Orthophragmina, Montricher-en-Maurienne, große im Eocän 299.
— Canavarii, Di-Stefanoi, dubia, Portisi u. Saccoi, Valone Tre Pietre 296.
— trigonalis u. Zitteli, Vallone Tre Pietre 297.
— u. Lepidocyclina in den Nummulitenschichten, Indien 141.
Orthopoden, Verhältnis zu Theropoden 290.
Ortlergruppe, Geologie 379.
Oser, Schönlanke (Posen) 108.
Ostafrika u. Abessynien, Petrographie 225.
Osteopygis robustus, Nordamerika 452.
Otolithen, Miocän, Birma 142.
Ottrelitgesteine, Ardennen 111.
Ovopteridium, Carbon 150.
Pachysaurus ajax u. magnus, ob. Keuper 287.
— minor u. trossingensis, Stubensandstein 287.
Pagiophyllum densifolium, Jura, Norddeutschland 462.
Paläobotanik, Entwicklung 144.
Paläolith. Funde, Taubach 285.
Palaeoscincidae 290.
Paläozoicum, Pflanzen 144.
Paläozoische Korallen 293.
Parallelverwachsung 322, 324.
u. isomorphe Fortwachsung 324.
Patagonien, Fossilien 439.
Patella vulgata var. Santuolai, Quartär, Knochenhöhle v. Altamira, Spanien 130.
Patronit, Minas ragra, Peru 167.
Pechblende, siehe Uranpecherz.
Pecopteris attenuata, Saarbrücker Schichten 303.
Pecten Kokeni, Saltrange 7.
— *(Leptochondria) Albertii var. virgalensis, Saltrange 8.*
Pegmatit, Wisconsin, nördl. 228.
Pegmatitanhydrit, jüngeres Zechsteinsalz, Norddeutschland 424.
Pelée, Montagne, Gesteine 71.
Perlspat, Markirch 23.

Perm
Forst b. Münsterkappel, Flora des Rotliegenden 468.
Harzrand, westl. 409.
Norddeutschland, Salzlager 422 ff.
Pfalz, Pflanzen d. Oberrotliegenden 305.
Weser-Leine-Gebiet u. Beziehung zu südhannov. Zechsteinsalzlager 426.
Perowskit, Vogtsburg (Kaiserstuhl) u. Mte. Somma (Dysanalyt) 344, 345.
Perseoxylon californicum u. Eberi, westl. Verein. Staaten 149.
Petroleum, Alaska, pacif. Küste 395.
Pfalz, Eruptivgesteine u. Kontaktmetam. Sedimente 54.
Pflanzen, Entwickl. der Kenntnisse 144.
Pharmakolith, Markirch 25.
Phasen, mehrere feste u. flüssige bei einer Substanz 1, 2.
Phenakit, Gloucester, Mass., Umwandlung aus Danalith, Krist. 20.
Phillipsit, Färöer 29.
Phoenicopsis Potoniéi, Jura, Zentralasien 464.
Pholidophorus latimanus, Eichstätt = Eugnathus Vetteri, Nusplingen 452.
— macrocephalus, lith. Kalk, Nusplingen 454.
Phyllit
Brixen 386.
Laaser Gruppe, Tirol 381, 383.
Phyllotenia longifolia, Korallenoolith, Norddeutschland 462.
Physematopitys Goepperti, westl. Verein. Staaten 149.
Physostoma elegans u. Kidstonii, Paläozoicum 309.
Phytosauria 445.
Pic de Teyde, vulkan. Tätigkeit 363.
Piceites Schenkii, Bernstein, Ostpreußen 308.
Picentini, Monti (Salernitano), Geol. 98.
Picrodon Herweyi zu Gresslyosaurus ingens 287.
Piezoglypten u. Regmaglypten bei Meteoriten 353.
Piezokristallisation u. Kristallisationsschieferung 375.
Pikritporphyr, Birma, mit Jadeit 185.
Pilbara-Goldfeld, Westaustralien 237.
Pilolit, Can Pey (Pyr. orient.), Frankr. (Lassalit) 192.
Pinites strobiformis, Portland, Boulogne-sur-Mer 459.
— (Pityophyllum) thiohoensis, Jura, Mandschurei 464.
Pinus cembrifolia, dolichophylla, Künowii, multicellularis, Schiefferdeckeri u. Schumanni 308.
— Laricio, Braunkohlen, Dürkheim (Pfalz) 468.
— montana, nicht in interglaz. Schieferkohle, Bayern 470.
— Sauvagei, Portland, Boulogne-sur-Mer 459.
— (Larix?) serrata, Bernstein, Ostpreußen 308.
Pithecanthropus erectus, geol. Alter (Quartär) 111, 114.
Pityophyllum flexile, Santa Maria de Meya, Spanien 458.
— thiohoensis, Jura, Mandschurei 464.
Pityoxylon annulatum, westl. Verein. Staaten 149.
Planchéit, Mindouli, franz. Congo 191.
Plastizität bei Kristallen, Zunahme mit der Temperatur (Steinsalz) 60.
Plastomenus tantillus u. visendus, Nordamerika 452.
Plataninium crystalliphilum, Haydenii, Knowltoni u. pacificum, westl. Verein. Staaten 149.
Plateosaurus Engelhardti = Zanclodon bavaricus 287.
— erlenbergiensis, Quenstedti und Reinigeri, ob. Keuper 287.
Platypeltis extensa u. postera, Nordamerika 452.
Plesiosaurier, Beziehung zu Schildkröten 442.
Pleurocora Angelisi, Kreide, Ostgalizien 294.
Pleuromeia?, Makrosporen im Buntsandstein, Halle a. S. 461.
Podocarpites Kowalewskii, Bernstein, Ostpreußen 308.
Polygonocarpus Czarnockii, Carbon, Dombrowa 146.
Polymorphastrea, Dogger, St. Gaultier (Indre) 294.
Polymorphismus des $NaClO_3$ 162.
Polystomella macella var. limbata, Victoria, Austr. 144.
Porphyrit
Ortelergruppe, Alter 380.
Quebec 67.
Powellit, Texas u. Nevada 194.
Präcambrium
kalkfreier Ozean u. Fehlen von Organismen 50.
Wisconsin, nördl. 226.
Procolpochelys, Nordamerika 452.
Procopoblatta Schusteri, Oberrotliegendes, Pfalz 305.

Protopiceoxylon extinctum, Jura?, König-Karls-Land 301.
Protosiren Fraasi, Eocän, Mokattam 440.
Protostega advena u. potens, Nordamerika 452.
Proustit, Markirch 24.
Prozeuglodon atrox, Schädelbildung 439.
Prunerit, Färöer 29.
Pruninium gummosum, westl. Verein. Staaten 149.
Pseudemys caelata u. extincta, Nordamerika 452.
Pseudoasterophyllites Vidali, Santa Maria de Meya, Spanien 458.
Pseudomonotis Dieneri, punjabiensis, saxorum u. Waageni, Saltrange 9.
Pseudomorphosen
nach Gips, im roten Salzton des jüngeren Zechsteinsalzes, Norddeutschland 424.
Markirch 26.
Pterocarpus aegyptiacus u. suborbicularifolius, Eocän, Fayum 308.
Pulaskit, Monteregian Hills, Quebec 68.
Purpurit, Nordamerika (Branchville, Mass.) u. Hill City, Süd-Dakota 18.
Puys-Kette, Arten d. vulk. Tätigkeit 46.
Pyrargyrit
Hiendelaencina 336.
Markirch 24.
Pyroxen
Uralitisation 342.
Japan, Kamaish-Grube etc., Anal. 33.
(siehe auch Augit.)
Quadrula subglobosa, Quartär, Schweden u. Finnland 280.
Quartär
Apolda, Diluvium 278.
Bayern, interglaz. Schieferkohle, Flora 469.
England, Great Crosby, postglazial 281.
Freinsheim (Bayern), Pflanzen des Tones 468.
Gräfenhainichen - Schmiedeberger Plateau, interglaz. Kiesströme 110.
Java, Trinil, mit Pithecanthropus erectus 111 ff.
Köthen, Löß u. Schwarzerde 109.
Neuwieder Becken, rechtsrheinisch, Diluvium 239.
Posen, Oser von Schönlanke 108.
Rhein, Diluvium am unteren 277.
St. Acheul, mit Artefakten 283.
Schweden u. Finnland, lakustrines, Protozoen 280.
Quartär
Schweiz, Bieler See, Alluvium 436.
—, zwischen Ketten- und Tafeljura 434.
Spanien (Santander), Säugetiere 129.
Wesergebiet, glaz. Stillstandslagen im mittleren 109.
Wilsdorf b. Bodenbach, Böhmen, Mammut 128.
Quarz
Schmelzen u. Umwandlung 182.
Färöer 29.
Markirch 22.
Pelée, Montagne 71.
Quarzitin, Ardennen 111.
Quarzporphyr, siehe Felsitporphyr.
Quebec, Eruptivgesteine 67.
Quecksilber, Terlingua, Texas 175.
Quecksilbermineralien, Terlingua, Texas 173.
Quercinium Abromeiti, anomalum, Lesquereuxi, Solerederi u. Wardi, westl. Verein. Staaten 149.
Quisqueit, Minasragra, Peru 167.
Radioaktivität
Hilfsmittel zur mineralog. Untersuchung 157.
Schwerspat der Teplitz-Schönauer Quellen 347.
u. Vulkane 47, 48.
Radiolarien
der Tiefsee 298.
Chablais-Breccie 401.
Radiolarit, Attendorn-Elsper Doppelmulde, Culm 242.
Radiumstrahlen, Aenderung d. Farbe d. Sapphirs 178.
Rammelsbergit, Markirch 25.
Randen, Molasse u. Grobkalk 432.
Realgar
Krist. 316.
Markirch 25.
Red Mountain, Arizona, vulkan. Tuffkegel 45.
Regmaglypten u. Piezoglypten bei Meteoriten 353.
Reptilien, Epiphysen 442.
Resorptionserscheinungen in Granit, Schwarzwald u. Harz 55.
Rhät, Norddeutschland, Pflanzen 462.
Rhätikon, Geologie des östl. 88.
Rhamphorhynchus Gemmingi mit Flughaut 131, 132.
Rheintal
Entstehung 239.
(Schweiz), Inselberge 400.
Rhetechelys, Nordamerika 452.

Rhinoceros Kendeng indicus u. sivasondaicus, Kendeng-Schichten, Java 117.
Rhön, Zechstein u. Muschelkalk 424.
Rhyolith, Wisconsin, nördl. 227.
Rhytidodon 445.
Rosellinites Schusteri, interglaziale Schieferkohle, Bayern 468.
Rosenquarz, Nordamerika 32.
Roteisenstein, Fachingen a. Lahn 389.
Roter Salzton, jüngeres Zechsteinsalz, Norddeutschland 424.
Rotgiltigerz, Markirch 24.
(siehe Proustit u. Pyrargyrit.)
Rotkupfererz, Färöer 29.
Rotnickelkies, siehe Kupfernickel.
Rubin, Cowee Valley, N.-Car. 32.
Rupelton, Mainzer Becken, Foraminiferen 433.
Ruscheln, faule, Harz 77.
Sachsen, geologische Uebersichtskarte 400.
Säugetiere, Geschichte, Bedeutung der tert. Fossilfunde in Aegypten (Arsinoitherium) 438.
Saleyer, Geologie 243.
Salit, Japan, Sannotake, Anal. 33.
Salmiak der Laven, Ursprung 7, 52.
Saltrange, Lamellibranchiaten u. Vergleich mit Süd-Ussurigebiet 6.
Salzburger Ebene u. Untersberg 415.
Salze, lösliche, Zusammenkristallisieren 161.
Salzlagerstätten
norddeutsche 422.
Nordwestdeutschland, Entstehung 423.
Salzton, roter, jüngeres Zechsteinsalz, Norddeutschland 424.
Sand, franz. Ufer der Straße v. Calais 200.
Sandhügel, Literatur u. Entstehung 49.
Sanidin, Leilenkopf bei Niederlützingen (Laacher See) 43.
St. Acheul, Diluvium und Artefakte 283.
Saponit, Färöer 29.
Sapphir
Farbenänderung durch Radiumstrahlen 178.
Idaho 32.
Washington County, Idaho 30.
Sardinien
Gebirgsbau 99.
Vulkane von Lugodoro u. Campo d'Ozieri 47.
Sartorit, Binnental, Krist. 172.
Sassolin, Vesuv 350.
Sauropoden, Verhältnis zu Theropoden u. Systematik 289.
Scaphonyx Fischeri, Trias, Rio Grande do Sul 444.
Scheelit, Pribram 345.
Scheinbar lebende flüssige Kristalle 4.
Schiefer, kristalline, Mineralbestand u. Struktur 207.
Schieferkohle, präalpine, Bayern, Flora 469.
Schieferung
Entstehung 53.
transversale, Ardennen 112.
Schildkröten
Beziehung zu Plesiosauriern 442.
Nordamerika 451.
—, tert. u. obercret. 450.
Schizolepis Moelleri, Jura, Turkestan 147.
Schizoneura (Neocalamites) Carrerei, hoerensis u. Meriani, Mesozoicum, Schweden 150.
Schlammvulkane, Literatur u. Entstehung 49.
Schmelzen
dreifaches 1.
Erscheinungen 1.
Schmirgel, Frankenstein bei Darmstadt, Beziehung zu Gabbro 178.
Schrattenkalk, Säntis, Diploporen 154.
Schrifterz, Nagyag, Morphologie 169.
Schwarzerde, Köthen 109.
Schwarzwald, Granit und Gneis im Wiesental 55.
Schweden
fossile Pflanzen 152.
mesozoische Equisetales 150.
Schwefel
Krist. 315.
Japan 163.
Kostajnik, Serbien, auf Antimonglanz 166.
Schwefelkies
Japan, Sagi 169.
Markirch 26.
Minarragra, Peru, Ni-haltig 168.
Rudobanya, Ungarn 168.
Schwefelverbindungen mehrerer Metalle, Löslichkeit im Wasser 7.
Schwellungsmetamorphose u. Nephritbildung, Ligurien 188.
Schwereänderungen, München 198.
Schwermetallsulfide, Löslichkeit im Wasser 7.
Schwerspat
Synthese u. Aetzfiguren 348.
Binnental, Krist. (Barytocölestin) 345, 346.

Schwerspat
Markirch 22.
Teplitz-Schönauer Quellen, Radioaktivität 347.
Scleromochlus Taylori, Trias, Lossiemouth, Elgin 443.
Securidaca tertiaria, Eocän, Fayum 308.
Seeerze
Bildung durch Humusstoffe 77.
Verhältnis von Fe u. Mn 80.
Seefelder Gebirge, Tirol, Geol. 410.
Seehunde, Kur. Nehrung 437.
Seehundsknochen, Miocän, Maryland 439.
Seelisberg, Schweiz, Geol. 84.
Seladonit, Färöer 29.
Sellosaurus Fraasi u. gracilis, Stubensandstein 287.
Senkung, säkulare, Nordseeküste 109.
Sequoia portlandica, Portland, Boulogne-sur-Mer 459.
Serbien, Eiszeitspuren 110.
Sericitschiefer
Tian Schan, Musarttal 224.
Val Camonica, Lombardei, Entstehung aus Felsitporphyr 221.
Serpentin
Birma, mit Jadeit 185.
Massachusetts, Chester u. Middlefield, mit Olivin 15.
Quebec 67.
Siegener Schichten, Gliederung etc. 272.
Sigillaria scutellata, Bau 145.
Sigillariostrobus piceaeformis, Unterrotliegendes, Forst b. Münsterkappel 468.
Silber, Markirch 24.
Silberglanz, Markirch 24.
Silbermineralien, rote, Binnental 171.
Silikate
Darstellung 182.
der alk. Erden, von Zn, Mn u. Fe durch Schmelzen 182.
Silikatschmelzen, Ausdehnung beim Erstarren 51.
Silur
England, Lobolithen in Cornwall 134.
Gotland u. Oesel, Algen u. Hydrozoen 153.
Kitzbühler Alpen 415.
Simarubinium crystallophorum und Engelhardti, westl. Verein. Staaten 149.
Simplongebiet, Geologie 59, 87.
Skiodromen u. Isogyren 156.
Skolezit, Färöer 29.
Smithit, Binnental 171.
Soda, Ostafrika, Deutsch- 232.
Solenoporella gotlandica, Silur, Gotland u. Oesel 154.
Solling, tert. Dislokationen u. Transgressionen 407.
Somma u. Vesuv, petrograph. Bestand 221.
Sonnenzeigerkompaß u. Inklinationsnadel bei Aufnahme magnet. Gebiete 389.
Sorobandama-ishi, Japan 179.
Spateisenstein, siehe Eisenspat und Sphärosiderit.
Speirocarpus auriculatus u. Neuberi D. Stur, Lunzer Schichten 464.
Speiskobalt, Markirch 25.
Sphaerites carbonarius, Saarbrücker Schichten 303.
Sphaerocodium gotlandicum, Silur, Gotland u. Oesel 153.
Sphärosiderit, Färöer 29.
Sphenopteriden d. Carbons 150.
Sphenopteris Bohdanowiczii, Carbon, Dombrowa 146.
— trigonophylla, Carbon 150.
Sphenotrochus Bouveti, cicatricosus u. tonsuratus, Tertiär, St. Clement, Anjou 276.
Spirillina denticulogranulata, Victoria, Austr. 144.
Spodumen
durch Zusammenschmelzen 183.
Nordamerika, edler 32.
Sporen im Buntsandstein, Halle a. S. 461.
Staubfall, Norddeutschland 6. I. 1908. 55.
Stegodon ganesa var. javanica, Kendeng-Schichten, Indien 117.
Steinsalz
Zunahme der Plastizität mit der Temperatur 60.
Cardona, Catalonien, Lagerstätte etc. 14.
Koblenz (Schweiz), Bohrungen 105.
Steinsalzlager
Norddeutschland 422.
Hannover, südl. 426.
Steneosaurus Larteti var. Kokeni u. teleosauroides, Oxford clay, Peterborough 450.
Stephanit 317.
Arispe, Sonora, Mexiko, Krist. 170.
Stillstandslagen, glaziale, mittl. Weser 109.
Strahlerz, Markirch 24.
Strandterrassen, Taltal, Chile 200.
(siehe auch Terrassen.)

Streptospondylus vereinigt mit Megalosaurus 289.
Strobilodus giganteus = Hypsocormus macrodon, lith. Kalk, Nusplingen 453.
Stromboli, Paroxysmen 363.
Strüverit, Craveggia, Piemont 175.
Stylemis capax u. conspecta, Nordamerika 452.
Stylocoenia epithecata, Eocän, Bosnien 292.
Substanzen mit mehreren festen und flüssigen Phasen 1, 2.
Südpolexpeditionen, deutsche, Geol. 202.
Sulfide schwerer Metalle, Löslichkeit im Wasser 7.
Sumpferze
Bildung durch Humusstoffe 77.
Verhältnis von Fe u. Mn 80.
Swirtypus d. Diabases, Olonez-Gouv. 218.
Syenit
Okanagen-Batholith, Cascade Mountain, Cal. 69.
Wisconsin, nördl. 227.
Sylvanit, siehe Schrifterz.
Symmetrieklassen, abkürzende Symbole 155.
Synthese
Diamant 7.
Nephelin, durch Zusammenschmelzen 183.
Schwerspat, Cölestin u. Anglesit 348.
Spodumen, durch Zusammenschmelzen 183.
Thorianit u. Uranpecherz 338.
Taeda dolichophylla, Künowii und Schiefferdeckeri, Bernstein, Ostpreußen 308.
Taeniopteris hildesiensis, Jura, Hildesheim 462.
Täler, Gletscher- u. Fluß- 201.
Tanystrophaeus, unt. Muschelkalk 287.
— antiquus u. posthumus, ob. Muschelkalk u. Stubensandstein 288.
Tapirus pandanicus, Kendeng-Schichten, Java 119.
Tasmanien, craquelierte Archäolithen 73.
Tatragebirge, Geol. 418, 419.
(siehe auch Karpathen.)
Taubach, paläolith. Funde 285.
Tawmawit, Birma, Jadeitlagerstätte 187.
Taxodioxylon Credneri, westl. Verein. Staaten 149.
Taxus baccata, Miocän, Cantal 466.
Teichosperma spadiciflorum, Unteroligocän, Fayum 308.
Teleostier, lith. Kalk, Nusplingen 452.
Temnotrionyx manducans, Nordamerika 452.
Temperatur bis 1400 m Tiefe, Bassin d. Straße v. Calais 44.
Teratosaurus minor u. trossingensis, Stubensandstein, Keuper 287.
Terlinguait, Terlingua, Texas 173.
Ternate (Celebes), Geologie 246.
Terrapene longinsulae, Nordamerika 450.
Terrassen, siehe Strandterrassen.
Apolda 279.
Neuwieder Becken, rechtsrheinisch 240.
Tertiär
Aegypten, Arsinoitherium, Bedeutung für Geschichte der Säugetiere 438.
—, eocäne Säugetiere 440.
—, Eocän des Fayum 308.
—, zw. Kairo u. Suez 100.
Alaska, pazif. Küste 396.
Alpen, Nummulitenschichten 108.
—, Berner Oberland, Kiental, Eocän 431.
Anhalt, Braunkohle 429.
Belgien, Boncelles 275.
—, Moll u. Campine 274.
—, Waterloo 275.
Berner Jura, Bohnerztasche v. Verrerie des Roches 432.
Birma, Otolithen im Miocän 142.
Bosnien u. Herzegowina, Eocän 292.
Corsica (Pta. del Fornello) 275.
Dürkheim (Pfalz), Braunkohlen 468.
Frankreich, Anjou, Faluns 276, 277.
—, Aquitanien u. Venétien, Lepidocyclinen 135.
—, Cantal, Flora 466.
—, Darvault (Seine-et-Marne) 107.
—, Montricher-en-Maurienne, große Orthophragmina im Eocän 299.
—, Provence, Stellung der Lepidocyclinenschichten im Miocän 297.
—, Sausset (B. du Rhône) 136.
—, Savoische Alpen, Pflanzen d. Molasse von Bonneville 467.
Hessen, Flora am Eichelskopf bei Homberg 147.
Indien, Orthophragmina u. Lepidocyclina in den Nummulitenschichten 141.
—, niederländisch 243.
Niederl.-Indien, Java, Sondé und Trinil, Mollusken etc. 112 ff.

Tertiär
Italien, Florenz, Nummulitenkalk 137.
—, Ottranto, trematophore Milioliden 140.
—, Termini-Imerese, Nummulitenschichten 295.
M.-Gladbach 274.
Magdeburger Uferrand 430.
Mainzer Becken, Rupelton, Foraminiferen 433.
Neuseeland, Wharekuri, Nord-Otago 104.
Neuwieder Becken, rechtsrheinisch 239.
Offenbach a. M., Bohrloch im Schlachthof 432.
Ostpreußen, Flora des Bernsteins u. anderer foss. Harze 307.
Randen, Molasse u. Grobkalk 432.
Rheinisches Schiefergebirge 240.
Solling, Dislokationen u. Transgressionen 407.
Vereinigte Staaten, Hölzer der westl. 149.
Wittelsheim (Ober-Elsaß), Kalisalze 107.
Testudo campester, emiliae, farri, impensa, pansa, Thomsoni u. vaga, Nordamerika 452.
Tetracerus Kroesenii, Kendeng-Schichten, Java 118.
Tetraederform der Erde 367.
Tetranthera lybica, Eocän, Fayum 308.
Thaphroophys dares, Nordamerika 452.
Thecodontosaurus antiquus u. cylindrodon 287.
— primus, latespinatus, hermannianus u. ? subcylindrodon, Muschelkalk bis Keuper 288.
Theralith-Essexit-Reihe u. Diabase d. deutschen Mittelgebirge 56.
Thermen, Baden b. Zürich 83.
Thermische Tiefenstufe, Bassin der Straße v. Calais 44.
Theropoden
Ursprung 291.
Verhältnis zu Orthopoden 290.
— zu Sauropoden 289.
Thescelus insiliens u. rapiens, Nordamerika 452.
Thomsonit, Färöer 29.
Thorianit, chem. u. Synthese 338.
Thuites borealis, carinatus, lamelliformis u. succineus, Bernstein, Ostpreußen 307.
Thyrsopteris Ahnerti, Jura, Mandschurei 463.
Tian Schan, Gesteine des Musarttals 224.
Tiefenstufe, thermische, Bassin der Straße von Calais 44.
Tiefseeradiolarien 298.
Timor, Geologie 251.
Tinguait, Monteregian Hills, Quebec 68.
Tirol, Ortler u. Laaser Gruppe, Geol. 379, 380.
Tirolit, Markirch 24.
Titaneisen, siehe Ilmenit.
Tobermorit, Färöer 29.
Tonerdedoppelsilikate durch Schmelzen 183.
Tonschieferhornfels, Resorptionserscheinungen an Einschlüssen im Brockengranit 55.
Totalreflektometer, Gefäß-, in Verbindung mit Babinet'schem Goniometer etc. 156.
Toxochelys elkader, Nordamerika 452.
Trachemys jarmani, sculpta u. trulla, Nordamerika 452.
Trechmannit, Binnental 172.
Trias
Dinosaurier 286.
Alaska, pazif. Küste 398.
Alpen, österreichische 411 ff.
Amerika, Ichthyosaurier 445.
Bayern, Keuperholz, vergl. m. Liasholz 467.
—, Bayreuth, Muschelkalkfauna 131.
Bentheim-Isterberger Sattel 410.
Europa, Dinosaurier 286.
Freudenstadt, Wellengebirge 105.
Gaisberg b. Kirchberg, Tirol 97.
Halle a. S., Sporen im Buntsandstein (Makrosporen v. Pleuromeia?) 461.
Lunzer Schichten zw. Göstling u. Wildalpen 415.
—, Marattiaceenarten nach D. Stur 464.
Neucaledonien 105.
Neuseeland (Nelson), Gerölle in Konglomeraten 104.
Rhön, Muschelkalk 424.
Schweiz, Koblenz, Steinsalzbohrung 105.
—, Rhätikon, östl. 89.
—, Simplongebiet, Grünschiefer 59.
Wladiwostok 1.
Triceratops brevicornis, Schädel 132.
— calicornis, Schädel 131.
— prorsus, aufgestelltes Skelett 131.
Trigonocarpus Noeggerathi var. affinis, Saarbrücker Schichten 304.

Trinacromerum, Osteologie u. Tr. latimanus, Fort Bentonschichten, Kansas u. Wyoming 442.
Trinil-Fauna, Java 114.
Tripyleen der Tiefsee 298.
Trivia recta, Tertiär, St. Clément, Anjou 276.
Trochus Clementinus, Tertiär, St. Clément, Anjou 276.
Tuff, Red Mountain, Arizona, vulkan. 45.
Turmalin
Krist. 315.
Canyon, Col., edler 30.
Crown Point, Essex Co., N. Y. 192.
Elba, Anal. des blaßroten, Anal. 19.
Nordamerika, edler 32.
Turmalinführende Kobalterzgänge, San Juan, Chile 79.
Twingonia, Miocän, Birma 142.
Ulminium Simrothi, westl. Verein. Staaten 149.
Ulvopteris Ammonis, Saarbrücker Schichten 303.
Undina acutidens, lith. Kalk, Nusplingen 453.
Unio Kinkelini, Mosbach 279.
— trinilensis, Kendeng-Schichten, Java 116.
Unter-Engadin zw. Val d'Assa u. Piz Lad 404.
Uralit, Ardennen, im Sandstein 111.
Uralitisation d. Pyroxens 342.
Uraninit, siehe Uranpecherz.
Uranpecherz
chem. u. Synthese 338.
macht J frei aus KJ 330.
Utah, Geologie 422.
Vallendarer Schichten, Tertiär, Rhein 241.
Vanadiumsulfid (Patronit), Minasragra (Perm) 167.
Verwachsungen, regelmäßige 321, 322, 324.
Vesuv
Asche im nordöstl. Adriagebiet 1906. 362.
Eruption von 1906. 45.
— von 1906, Aschen 46.
Fumarolen mit Borsäure etc. 165.
neue Mineralien 349.
u. Somma, petrographischer Bestand 221.
Vesuvian, Exeter, Tulare Co., Cal. (Californit) 30.
Villiaumit, Los-Inseln, in Nephelinsyenit 164.
Vitriolblei, siehe Anglesit.
Vögel, Neuseeland, Reste ausgestorbener 130.
Voltait, Vesuv 350.
Vorarlberg-Allgäu, Flyschzone 97.
Vulkane
Island, schildförmige Lava- 47.
Lugodoro u. Campo d'Ozieri, Sardinien 47.
u. Radioaktivität 47, 48.
(siehe Aetna, Canaren, Stromboli, Vesuv etc.)
Vulkanische Bomben, siehe Bomben.
Vulkan. Druck, bildet Faltungszone im Mexiko-Tal 28.
Vulkan. Eruptionen, Vesuv 1906. 45.
Vulkan. Tätigkeit
Erklärung 82.
Kette der Puys 46.
Wachstumserscheinungen an Kristallen von KJ u. KBr 160.
Wad, Markirch 26.
Waltiere
Stammesgeschichte 438.
Ost- u. Westpreußen, Knochen 437.
Wapplerit 318.
Warrenit = Domingit, ident mit Jamesonit 170.
Wasser, Friertemperatur in geschlossenen Röhren 329.
Wasserversorgung, Mülhausen i. Els. 205.
Weißnickelkies, Markirch 25.
Wettersteingebirge, Geologie 411.
Whewellit
Brüx (Böhmen) 15, 17.
Schlan, Böhmen etc., und Eigenschaften 195, 196.
Widdringtonia Lisbethiae, Korallenoolith, Norddeutschland 462.
Widdringtonites lanceolatus u. oblongifolium var. longifolius, Bernstein, Ostpreußen 307.
Wirbeltiere, Flugbegabung 128.
Wisconsin, Geologie von Nord- 226.
Wladiwostok, Trias u. Jura 1.
Wolframerze, Boulder County, Colorado 234.
Xanthokon, Markirch 24.
You Yangs, Victoria, Austr., Geologie 231.
Yuccites vogesiacus, Verwandtschaftsverhältnisse 151.
Zamiophyllum sambiense, Bernstein, Ostpreußen 307.
Zamites Weberi, Jura, Kaukasus 147.
Zanclodon bavaricus = Plateosaurus Engelhardti 287.

Zanthopsis cretacea, Kreide, Brasilien 103.
Zaphrentis Delanouei, Koninckі u. Omaliusi, Carbon, Bau 292.
Zechstein
Rhön 424.
Weser-Leine-Gebiet u. südhannov. Salzlager 426.
(siehe Salzlager.)
Zeolithe
Färöer 27.
Japan 193.
Zinkblende
Markirch 25.
Ungarn, Bojcza, Krist. 336.
Zinnerzlagerstätte, Carolina, südl. Appalachen 234.
Zinnwaldit, Alaska, Anal. 19.
Zoisit 317.
Chester, Mass., Krist. 20.
Zusammenkristallisieren von löslichen Salzen 161.
Zwillinge, Zeichnen 179.

Notiz über Trias und Jura bei Wladiwostok und Umgebung.

Von

Paul v. Wittenburg in Tübingen.

Mit Taf. I und 2 Textfiguren.

Im Sommer 1908 machte ich eine Reise nach Ostasien, um die Stratigraphie der sibirischen Trias an Ort und Stelle zu untersuchen. Einen ausführlichen Bericht über die geologischen Verhältnisse des untersuchten Gebietes, wie auch eine neue Bearbeitung des schon vorhandenen und von mir neu gesammelten paläontologischen Materials, behalte ich mir vor.

Hier seien nur kurz die Hauptformationen — Trias und Jura —, die im Süd-Ussurigebiet oft verwechselt wurden und von denen der Jura dort die Hauptverbreitung hat, besprochen.

Dunkelgraue Sandschichten mit wenigen Mergelschichten, gänzliches Fehlen der kalkigen Bänke sind die hauptsächlichsten lithologischen Merkmale sowohl der Trias wie des Jura um Wladiwostok. Wenn man nun die Profile dieser zwei Formationen näher ansieht, so bemerkt man, daß die Trias in regelmäßiger Weise von fossilienführenden Schichten durchzogen ist.

Die Fossilien treten zwar in einer unbeschreiblichen Menge auf, aber nicht reich an Arten.

Es kommen in der ganzen Formation Cephalopoden vor. Schon in den untersten Schichten tritt die Gattung *Ptychites* auf, so daß ich die untersten Teile der Trias als „Zone der

Ptychites Kokeni" anführe[1]. Darüber kommt die für die Süd-Ussuri-Trias so charakteristische *Pseudomonotis Iwanowi* Bitt. in ganzen Schichten vor. Den Komplex dieser Schichten bezeichne ich als „Zone der *Pseudomonotis Iwanowi*". Zusammen mit der letzten *Pseudomonotis*-Art kommen auch Gervillienarten vor. Eine auffallende Schicht mit *Terebratula Margaritowi* Bitt. macht sich etwa im Drittel der ganzen Höhe der Trias um Wladiwostok bemerkbar und erfüllt wiederum ganze Bänke, so daß es wohl berechtigt sein dürfte, sie als Zone der „*Terebratula Margaritowi*" zu bezeichnen. In derselben Zone treten auch *Orthoceras*-Arten und *Pecten discites* auf. Für die obersten Schichten führe ich die Benennung als Zone des „*Danubites Nicolai*" ein.

Die Mächtigkeit der Trias in der Umgegend von Wladiwostok erreicht nicht 150 m. Als Liegendes ist bei der Wladiwostoker Trias das Permocarbon zu bezeichnen und als Hangendes Jura. Zwischen diesen beiden Formationen ist die Trias mit den vier Zonen, die sich durchweg durch alle Triasaufschlüsse durchführen lassen, eingelagert:

1. *Danubites Nicolai* Diener,
2. *Terebratula Margaritowi* Bittner,
3. *Pseudomonotis Iwanowi* Bittner,
4. *Ptychites Kokeni* Witt.

Bei dieser Gelegenheit mag an der Hand einer Photographie einer der besten Aufschlüsse auf der Insel Rußky, Bucht Tschernyschew bei Cap Wiatlin, wiedergegeben werden (s. Fig. 1). Die tiefsten Schichten, die häufig Ursachen der Strandung von Schiffen werden, befinden sich unter dem Meeresspiegel.

Rings um Wladiwostok und auf dem ganzen westlichen Teil der Halbinsel Amursky lagert Jura. Der Jura dieser Gegend ist gekennzeichnet durch fast gänzliches Fehlen tierischer Versteinerungen, während sich eine Menge Pflanzenreste finden; die Juraschichten sind auch in dieser Gegend kohlenführend.

[1] Eine kurze Beschreibung des paläontologischen Materials gebe ich demnächst in einer Abhandlung, Geologische Studien an der ostasiatischen Küste im Golfe Peter des Großen (dies. Jahrb. 1909) und ausführlicher in einer paläontologischen Abhandlung „Triasversteinerungen des Süd-Ussurigebietes" (Mémoires du comité géologique de St. Pétersbourg).

Zwei mächtige Konglomeratbänke im unteren und im mittleren Teil durchziehen die Juraformation im ganzen Gebiet.

Eine eingehende Untersuchung des Jura des Süd-Ussurigebietes haben Herr Ingenieur D. Muschketof und S. Maljawkin in diesem Sommer ausgeführt, von denen wir wohl auch einen ausführlichen Bericht erhalten werden.

Fig. 1. Aufschluß der Trias auf der Insel Rußky, Bucht Tschernyschew, Cap Wiatlin.

Hier möchte ich nur kurz einige marine Fossilien, die ich in den Juraschichten gefunden habe, erwähnen.

In den grauen mit schwarzen Einsprenglingen besäten sandigen Schichten kommen folgende Fossilien vor:

Pleuromya sp.
Modiola sp.
Pleurotomaria sp.
Millericrinus sp.
Spirangium sp.

und ganz vereinzelt

Lingula cf. *tenuissima* Br.

Eine genaue Untersuchung des pflanzenrestlichen Materials wird das Alter des Jura vielleicht genauer feststellen lassen.

Vorläufig kann man nach Prof. v. Koken und meiner Ansicht den Jura um Wladiwostok dem braunen Jura oder Dogger zurechnen.

Eine photographische Aufnahme soll einen von den vielen Aufschlüssen des Jura um Wladiwostok zeigen (s. Taf. I).

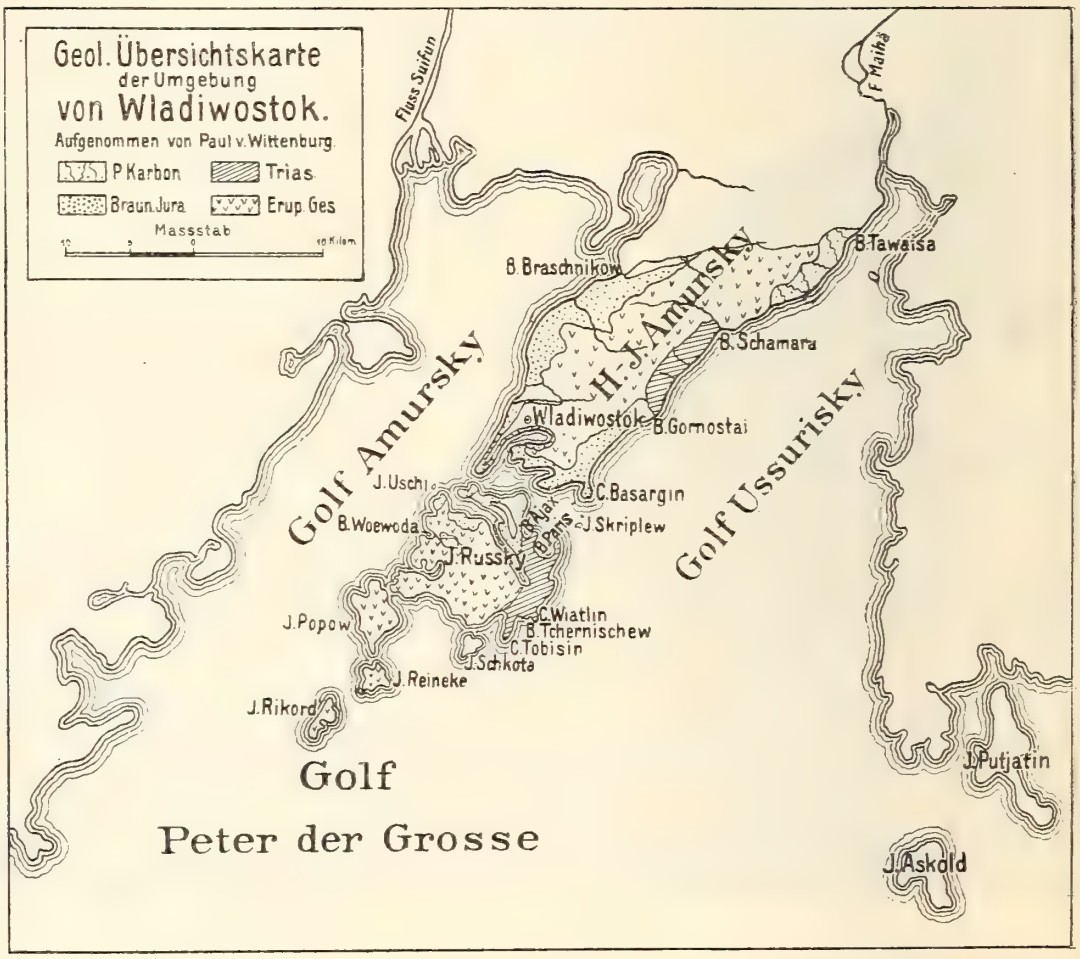


Fig. 2. Karte.

Auf einer schematischen Karte sei die Verbreitung der Trias und des Jura um Wladiwostok wiedergegeben. Die Karte soll die der bergmännischen Expedition von D. Iwanow[1] im Jahre 1888—1890 vervollständigen. Jüngst ist auch von Prof. Inostranzew[2] auf Grund des schon früher bekannten

[1] D. Iwanow, Bericht über die bergmännische Expedition im Süd-Ussurigebiet im Jahre 1888—1890 (Bergjournal. 1891. Russ.) und bei Diener, Triadische Cephalopoden der ostsibirischen Küstenprovinz (Mémoires du comité géologique. **14**. No. 3).

[2] Prof. Inostranzew, Gediegenes Eisen der Insel Rußky 1907.

geologischen Materials eine geologische Karte dieser Gegend konstruiert worden, welche indessen noch viele Ungenauigkeiten enthält.

Ich möchte meine Notiz nicht schließen, ohne meinem hochverehrten Lehrer, Prof. Dr. v. Koken, für das außerordentlich warme Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbringt, herzlichsten Dank auszusprechen. Ebenso danke ich verbindlichst Herrn Akademiker Tschernischew, Oberst Mushelof, Oberleutnant Polewodin und anderen Herren, ohne deren freundliches Entgegenkommen es mir nicht möglich gewesen wäre, die Trias des Süd-Ussurigebietes zu untersuchen.

Für die photographischen Aufnahmen, mit welchen ich meine Arbeit illustrieren konnte, bin ich mehreren Herren Offizieren, insbesondere Herrn Oberleutnant Gridin zu größtem Dank verpflichtet.

Einige Lamellibranchiata der Salt-Range, mit Berücksichtigung der Lamellibranchiata des Süd-Ussuri-Gebiets.

Von

Paul v. Wittenburg in Tübingen.

Mit Taf. II, III.

Eine geologische Erforschung des Süd-Ussuri-Gebiets wurde im Jahre 1908 von seiten der russischen Geologen unternommen. Herr Bergingenieur D. Muschketow, S. Maljawkin und ich untersuchten eingehend das Gebiet des steinkohlenführenden Jura, wobei auch den übrigen Formationen, wie z. B. Perm (Permocarbon), Tertiär und anderen Aufmerksamkeit geschenkt wurde. Ich richtete meine Aufmerksamkeit ganz besonders auf die Trias und fand dabei ein reiches Material von Lamellibranchiaten, Cephalopoden und Brachiopoden. Mit der Bearbeitung dieser Fauna bin ich noch beschäftigt und es wird wohl noch eine Zeit dauern, bis das ganze Material an die Öffentlichkeit gebracht werden kann.

Bei der Beschreibung der Lamellibranchiata stehen mir auch diejenigen, die Herr Prof. Dr. v. Koken während seiner indischen Reise in der Salt-Range gesammelt hatte, zur Verfügung. Für die freundliche Überlassung dieses wichtigen Materials, das mehrere noch nicht beschriebene Arten enthält, spreche ich Herrn Prof. v. Koken meinen besten Dank aus.

An dieser Stelle möchte ich nur die Lamellibranchiata der Salt-Range besprechen und sie, so weit es möglich ist, mit den häufigsten Lamellibranchiaten des Süd-Ussuri-Gebiets vergleichen.

Eine eingehende Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse der Salt-Range wird Herr Prof. v. Koken in nächster Zeit geben.

Die Zonenteilung, die ich bei der Beschreibung der Lamellibranchiata benutze, ist folgende:

1. Zone des *Stephanites superbus* Waag.
2. Zone des *Flemingites Flemingi* de Kon.
3. Zone des *Koninckites volutus* Waag.
4. Zone des *Celtites fallax* Koken
5. Zone des *Prionolobus rotundatus* Waag.

Liegendes: Perm (*Productus*-Kalk).

Die vorliegenden Lamellibranchiata sind:

Pecten Kokeni n. sp.

Taf. II Fig. 3 a, 3 b, Fig. 4 a, 4 b.

Diese Art kommt in großer Zahl in der Salt-Range vor. Die rechte Klappe besitzt ganz geraden Schloßrand und ein sehr gut ausgebildetes Byssusohr, an dem feine gebogene Anwachsstreifen deutlich zu sehen sind. Die Ohren sind von der Schale deutlich abgesetzt und von schwachen Anwachsstreifen bekleidet. Bei schräg auffallendem Lichte sind einige schwache konzentrische Wellen auf der Schale ganz deutlich zu sehen. Die Dimensionen der rechten Klappen sind im Durchschnitt folgende:

Höhe	28 mm
Länge (Breite)	27 „
Die Entfernung der Anwachsstellen der Ohren	13 „
Länge der Schloßlinie	10 „
Wirbelwinkel	110°

Größere rechte Klappen liegen mir nicht vor, dagegen von der linken Klappe einige Exemplare, die 45 mm erreichen. Ein derartiges Stück wurde von mir abgebildet (s. Taf. II Fig. 3 a). Die linke Klappe ist durch kräftige Anwachsstreifen und radiale Rippchen gekennzeichnet, und fällt durch eine tiefe Einbuchtung am rechten Teile der Schale auf. Ganz besonders

gut treten diese Merkmale bei den etwas verwitterten Exemplaren auf.

Die Dimensionen der linken Klappe sind im Durchschnitt folgende:

Höhe	37 mm
Länge (Breite)	36 „
Die Entfernung der Anwachsstellen der Ohren	18 „
Länge der Schloßlinie	19 „
Wirbelwinkel	130°

Dem *Pecten Kokeni* kommen *P. ussuricus* Bittner und *amuricus* recht nahe [1], jedoch merkt man bei dem Vergleiche dieser drei Arten immerhin einige Unterschiede.

Der fragmentarische Erhaltungszustand der von Bittner beschriebenen Arten läßt allerdings keine sehr genaue Vergleichungen zu und eine nahe Verwandtschaft läßt sich jedenfalls nicht abstreiten. Besonders der linken Klappe des *P. Kokeni* ähnelt mein *P. Polewodini* aus der Süd-Ussuri-Trias. Diese Art gleicht dem *P. Kokeni* in erster Linie durch die kräftigere radiale Berippung und gleiche Anwachsstreifen [2].

Zahl der untersuchten Klappen: 5.

Vorkommen: *Stephanites*-Zone.

Fundort: Virgal, Chuakapahar; Chideru, Salt-Range, Punjab.

Pecten (Leptochondria) Albertii Goldf. n. var. *virgalensis.*

Taf. III Fig. 4.

Unter diesem Namen fasse ich einige kleine Pectiniden zusammen, die recht häufig in der Salt-Range vorkommen. Die ganz ähnlichen Formen des Ussuri-Gebiets bezeichne ich als *Pecten Albertii* Goldf. var. *sibirica.*

Die Art der Berippung ist wohl unterschieden von der des *P. Albertii* aus dem deutschen Muschelkalk. Feine

[1] A. Bittner, Versteinerungen aus den Triasablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes in der ostsibirischen Küstenprovinz. Mém. du com. géol. 7. No. 4. p. 4. Taf. I Fig. 11; p. 5. Taf. II Fig. 23—28.

[2] Ausführlicher werde ich darüber in meiner Monographie der triadischen Fauna des Süd-Ussuri-Gebiets (in den Memoiren des geologischen Comités zu St. Petersburg) sprechen.

Rippchen in großer Zahl, z. B. 70—90, durchziehen radial die ganze Schale. Schwache konzentrische Wellen wie bei den meisten Pectiniden sind auch hier zu beobachten. Ein scharf abgestufter Abfall zu den Ohren ist nicht zu beobachten; die Ohren sind merklich abgesetzt. Ein Byssusausschnitt ist nicht zu sehen. Linke und rechte Klappe sind einander gleich. Die linke kann wohl etwas kräftigere Berippung besitzen.

Die Dimensionen der beiden Schalen sind variabel, jedoch überschreiten sie in der Höhe nicht 14 mm, in der Länge (Breite) 13 mm. Die übrigen Maße sind auch verschieden. im Durchschnitt sind sie folgende:

Die Entfernung der Anwachsstellen der Ohren . .	6 mm
Länge der Schloßlinie	6—8 „
Wirbelwinkel	100°

Die von mir beschriebene Varietät wird wahrscheinlich dieselbe sein, die L. Waagen[1] als *P. Albertii* Goldf. aus den Werfener Schichten der Salt-Range aufführte.

Es wurde auch von seiten anderer Forscher öfters diese Art sehr weit gefaßt, ich glaube aber, daß eine schärfere Trennung doch angebracht ist.

In der Trias des Süd-Ussuri-Gebiets werden sich gewiß noch einige Varietäten und Arten abscheiden lassen.

Zahl der untersuchten Exemplare: 10.

Vorkommen: Zone des *Prinolobus rotundatus*.

Fundort: Chideru, Virgal.

Pseudomonotis Dieneri n. sp.

Taf. II Fig. 1 a, b.

In der Salt-Range und auch im Süd-Ussuri-Gebiet kommen *Pseudomonotis*-Arten als wertvolle Leitformen vor. Aus dem Ussuri-Gebiet beschrieb Bittner[2] *Pseudomonotis Iwanowi* und *Ps. multiformis*. Aus der Salt-Range kann ich jetzt auch zwei auffallende und außerordentlich charakteristische *Pseudomonotis*-Arten beschreiben: *Ps. Dieneri* und *Ps. Waageni*.

Alle diese Arten sind gut voneinander unterschieden.

---

[1] Lukas Waagen, Werfener Schichten in der Salt-Range. Centralbl. f. Min. etc. 1900. p. 286.

[2] A. Bittner, l. c. p. 8. Taf. I Fig. 1—9.

Ps. Dieneri erreicht, wie schon die Zeichnung (s. Taf. II Fig. 1) zeigt, beträchtliche Dimensionen, in der Höhe 75 mm und in der Breite (Länge) 60 mm. Kräftige radiale Streifen und feine Anwachsstreifen durchziehen die ganze Schale samt den Flügeln, wo sie am deutlichsten zum Vorschein kommen. Auf dem rechten Flügel bilden sich bei der Kreuzung der Anwachsstreifen und der radialen Rippen Knötchen, die wellenartig, wie bei *Ps. Kittlii* Bittn., verlaufen [1].

Eine zarte konzentrische Wölbung, die auf der Zeichnung nicht deutlich genug zum Vorschein kommt, unterscheidet sie von der *Ps. Kittlii* Bittn., der einzigen näher verwandten Art der *Pseudomonotis*-Gruppe.

Bei meinen Untersuchungen der Werfener Schichten Südtirols [2] kamen mir ähnliche Arten, wie sie Bittner beschreibt, mehrfach unter die Hand, aber auch diese sind von *Ps. Dieneri* merklich unterschieden.

Vorkommen: *Flemingites*-Zone.

Fundort: Chideru, Salt-Range.

Pseudomonotis Waageni n. sp.

Taf. III Fig. 1 a, b.

Diese Art erinnert sehr an *Pseudomonotis multiformis* Bittn. aus dem Ussuri-Gebiet, jedoch erreicht die letztere Art nicht die Größe, und die Berippung ist nicht so zart und fein wie bei *Ps. Waageni*. Zwischen zwei Rippen erster Ordnung befinden sich solche zweiter, die wieder Rippen dritter Ordnung einschließen und so weiter, bis die Rippen ganz fein werden.

Der kräftige rechte Flügel ist auch leicht berippt. Mit *Ps. venetiana* Hauer und *Ps. inaequicostata* Ben. läßt sich *Ps. Waageni* gar nicht vergleichen.

Die Berippung der *Ps. Waageni* würde annähernd zu *Ps. leptopleura* Witt. stimmen [3].

---

[1] A. Bittner, *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten.

[2] P. v. Wittenburg, Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Süd-Tirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen. Herausgegeben von E. Koken. Neue Folge. Bd. VIII (der ganzen Reihe Bd. XII). Heft 5. 1908.

[3] P. v. Wittenburg, Neue Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Werfener Schichten Süd-Tirols etc. Centralbl. f. Min. etc. 1908. p. 77. Fig. 9.

Sonst kenne ich keine Art, die der *Ps. Waageni* gleichen würde.

Vorkommen: Zone des *Prinolobus rotundatus.*

Fundort: Chideru, Salt-Range, Punjab.

Pseudomonotis punjabiensis n. sp.

Taf. III Fig. 3 a, b.

Unter den *Pseudomonotis,* die mir vorliegen, befindet sich eine ganz glatte, kaum schiefe, hoch gewölbte, mit stark vorstehendem Wirbel versehene Art, die ich als *Ps. punjabiensis* bezeichne.

Die etwas verwitterten Stücke zeigen auch eine feine, ganz zarte, konzentrische Anwachsstreifung.

Die Höhe der Schalen ist ganz verschieden und variiert von 15—45 mm.

Als eine verwandte Art ist wohl die Form des Muschelkalkes des Himalaya zu nennen, die Bittner[1] als *Ps. decidens* Bittn. beschrieben hat. Aus dem Süd-Ussuri-Gebiet ist mir keine ähnliche bekannt geworden.

Vorkommen: Zone des *Stephanites superbus.*

Fundort: Chideru, Salt-Range, Punjab.

Pseudomonotis saxorum n. sp.

Taf. III Fig. 5 a, b.

Unter den von Herrn Prof. v. Koken gesammelten Fossilien der Salt-Range kommt eine *Pseudomonotis*-Art mit auffallend starken, scharfen Rippen und breiter Form vor, die ich als *Ps. saxorum* bezeichne. Die Rippen, wie sie auf der Fig. 5 b (Taf. III) in Vergrößerung dargestellt sind, zerfallen in solche erster und zweiter Ordnung und zwischen ihnen schaltet sich je eine Rippe dritter Ordnung ein. Die Form der Ohren ist nicht deutlich genug zu sehen. Es ist mir keine Art bekannt, welche der *Ps. saxorum* nahe stehen würde.

Vorkommen: *Flemingites*-Zone.

Fundort: Chideru, Salt-Range.

---

[1] A. Bittner, Himalayan fossils. 3. Part 2. Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata. Mem. of the geol. surv. of India. Calcutta 1899.

Nucula indica n. sp.

Taf. III Fig. 6.

Diese Art besät in Tausenden eine Schicht des Ceratitenmergels und kommt in sehr gutem Erhaltungszustande vor. Der winkelige Schloßrand trägt zwei divergierende Reihen von Kerbzähnen und eine dreieckige Ligamentgrube unter dem Wirbel; die Schale ist dreieckig, mit feinen Anwachsstreifen bedeckt.

Aus dem Süd-Ussuri-Gebiete ist mir keine *Nucula* bekannt geworden, die man mit der *N. indica* vergleichen könnte.

Vorkommen: Obere Ceratitenmergel und Zone des *Celtites fallax*.

Fundort: Virgal, Salt-Range, Punjab.

Gervillia exporrecta Leps.

Taf. II Fig. 2 a, b.

Sehr zahlreich ist die *Gervillia exporrecta* Leps. in der Trias des Süd-Ussuri vertreten. In der Salt-Range kommt diese Art nicht so häufig vor. Der Schloßrand ist gerade, mit einigen Zähnen besetzt. Beide Schalen sind beinahe gleichklappig und mit schwacher Anwachsstreifung versehen.

Der Winkel zwischen Schloßkante und Längsachse beträgt 40°, zwischen Schloßkante und hinterem Schalenrand 140°. Die Achsenlänge ist 25 mm, die Länge der Schloßkante 15 mm. Die Höhe der Schale 9 mm, die Dicke 1 mm.

Vorkommen: Ceratitenmergel, Zone des *Koninckites volutus*.

Fundort: Virgal, Salt-Range, Punjab.

Zusammenfassung.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich demnach folgende Verbreitung der Lamellibranchiata im Gebiet der Salt-Range:

1. Zone des *Stephanites superbus* Waag.:
   Pecten Kokeni Witt.
   Pseudomonotis punjabiensis Witt.
2. Zone des *Flemingites Flemingi* de Kon.:
   Pseudomonotis Dieneri Witt.
   „ *saxorum* Witt.

3. Zone des *Koninckites volutus* Waag.:
   Gervillia exporrecta Leps.
   Nucula indica Witt.
4. Zone des *Celtites fallax* Koken:
   Nucula indica Witt.
5. Zone des *Prinolobus rotundatus* Waag.:
   Pseudomonotis Waageni Witt.
   Pecten Albertii Goldf. n. var. *virgalensis.*

Bei der Vergleichung nur der Lamellibranchiata des Süd-Ussuri-Gebietes mit denjenigen der Salt-Range und der Alpen könnte man wohl an eine Parallelisierung der Triasschichten bei Wladiwostock mit der unteren Trias denken.

Wenn man dagegen die Cephalopoden, die zusammen mit den Lamellibranchiata vorkommen, berücksichtigt, so sieht man einen merklichen Unterschied.

Schon in den untersten Teilen der Trias des Ussuri-Gebietes treten die *Ptychites*-Arten und *Monophyllites sichoticus* Diener[1] auf und erst darüber kommen die *Pseudomonotis Iwanowi* und *Terebratula Margaritowi* in ganzen Schichten vor, so daß wir es in diesem Fall eher mit der mittleren und oberen Trias der Alpen zu tun haben und keineswegs mit den Werfener Schichten.

Einen eingehenderen Vergleich mit der Salt-Range wird Herr Prof. v. Koken in nächster Zeit bringen, auf den ich auch in der Bearbeitung der triadischen Fauna des Ussuri-Gebiets zurückkommen werde.

---

[1] Carl Diener, Triadische Cephalopodenfauna der ostsibirischen Küstenprovinz. Mém. du com. géol. **14**. No. 3.

Das Steinsalzvorkommen von Cardona in Catalonien.

Von

Erich Kaiser in Gießen.

Mit Taf. IV—VI.

Das schon von den Alten ausgebeutete, bereits Plinius und Strabo bekannte Steinsalzvorkommen von Cardona ist in der deutschen mineralogischen und geologischen Literatur mehrfach erwähnt worden. Die Angaben, die darüber aber in die meisten deutschen Lehrbücher der Mineralogie übergegangen sind, sind z. T. so ungenau, z. T. direkt irreführend, daß sie einer mehrfachen Korrektur bedürfen. Es wird hier einmal von einem Steinsalz*berge* gesprochen, anderseits von einem *gletscherartigen* Vorkommen. Beide Bezeichnungsweisen gehen durch fast alle Bücher hindurch. Sie gehen zumeist zurück auf Angaben von Cordier und Traill, deren Mitteilungen nach einer Übersetzung in Leonhard's Taschenbuch (15. Jahrgang, 1821. p. 49—150) in einer Form verwertet werden, wie wir sie am besten bei Quenstedt finden[1]. Dieser sagt: „An die Tagesoberfläche treten Salzstöcke nur selten. Der berühmteste Punkt, welchen schon Plinius erwähnt, liegt bei Cardona in Catalonien: jener Salzfelsen ist

---

[1] Handbuch der Mineralogie. 3. Aufl. Tübingen 1877. p. 624. Die Originalarbeit von Traill findet sich Transact. of the geol. soc. 1814. **3**. 404. Gute Angaben auch bei Dufrénoy, Bull. de la soc. géol. de France. 1830. **1**. 99—105; ausführlicher Auszug in Alberti, Halurgische Geologie. Stuttgart und Tübingen 1852. **1**. 330.

550 Fuß hoch, hat eine Stunde Umfang und gleicht einem Gletscher mit seinen Pyramiden und Hörnern des reinsten Salzes. Obgleich vegetationsleer, so dürften dennoch nach Cordier die Berge in 100 Jahren durch den Regen kaum $4\frac{2}{3}$ Fuß erniedrigt werden." Es scheint, daß ein großer Teil der späteren Angaben aus dieser Quelle schöpft. Der Salzfelsen wird zum Salzberg und zum Schlusse steht sogar ein Kastell oder ein Ort auf dem Salze selbst. Das in den Angaben bei Cordier einem Gletscher ähnlich aussehende Salz wird zu einem Gletscher von Steinsalz, der durch das Tal hindurchzieht. Daß bei derartigen Irrungen das etwas abseits gelegene und von Deutschen nicht gerade häufig besuchte Salzvorkommen immer größer und größer ausgedehnt wird, das kann nicht wundernehmen. Der Berg schwillt von 80 m bis zu 200 m Höhe; das Salz liegt nach den neueren Angaben schon „1,5 qkm unbedeckt, ein Beweis für die Niederschlagsarmut des Gebietes, so daß es im Tagebau, gewissermaßen steinbruchsmäßig, gewonnen werden kann". Es ist unnötig, näher auf alle diese mehr oder weniger übertriebenen oder falsch aufgefaßten Angaben einzugehen[1].

Auf Augenschein beruhen von neueren Mitteilungen die Angaben von Stapff[2]. Noch genauer sind die Mitteilungen über den Besuch der französischen geologischen Gesellschaft in Cardona[3]. Wesentliche Mitteilungen geben noch Tenne und Calderon[4]. Alle diese besseren Angaben sind aber nicht in die Literatur übergegangen oder im einzelnen unrichtig oder direkt falsch aufgefaßt worden.

---

[1] Man vergl. z. B. Bauer, Mineralogie. 2. Aufl. 1904. p. 435; Brauns, Mineralreich. p. 357; Klockmann, Mineralogie. 4. Aufl. 1907. p. 401, 600; Zirkel, Petrographie. **3**. 437; Fürer, Salzbergbau und Salinenkunde. Braunschweig 1900. p. 279; Tschermak, Mineralogie. 6. Aufl. 1905. p. 635; Sauer, Mineralkunde. p. 180; Gürich, Mineralreich. p. 736/37 (gibt eine landschaftlich unmögliche Abbildung nach Burat); Neumayr, Erdgeschichte. 2. Aufl. **2**. 549 und viele andere.

[2] Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1884. **36**. 401—403.

[3] Vidal, Compte rendu de l'excursion du 30 Septembre 1898 au gisement du sel de Cardona. Bull. de la soc. géol. de France. (3.) **26**. 725—731.

[4] Tenne und Calderon, Die Mineralfundstellen der Iberischen Halbinsel. Berlin. 1902. p. 134.

Die Ungenauigkeiten und Mängel veranlassen mich, über einige Beobachtungen zu berichten, die ich bei einem allerdings kurzen Besuche dieser Lagerstätte im August 1907 anstellen konnte. Ich glaube damit auch über einige Erscheinungen berichten zu können, die bisher überhaupt nicht bekannt geworden sind.

Vorkommen: Cardona, eine kleine, jetzt wohl ziemlich unbedeutende Bergfestung, liegt 32 km nördlich von der Eisenbahnstation Manresa (an der Linie Barcelona—Lerida—Zaragossa). Nähert man sich dem Orte Cardona auf einer nicht gerade besonders angenehmen, verwahrlosten Straße, so sieht man schon von weitem das Kastell und das Städtchen. Auf bestimmte Angaben fußend, hoffte ich, dem Berge näher kommend, auf dem beide liegen, das Salz bald zu sehen, auf denen diese menschlichen Siedlungen errichtet sein sollten; doch ich wurde gründlich enttäuscht. Das alte, aus dem frühen Mittelalter stammende Kastell und das Städtchen liegen auf einem etwa 200 m über das Tal des Cardoner sich erhebenden Berge, der aus wahrscheinlich oligocänen[1] Mergeln, Letten und Kalken aufgebaut wird, denen etliche Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Erst ein Seitentälchen führt zu dem Salzvorkommen. Ein weiter halbkreisförmiger Zirkus öffnet sich, ganz wie ein allerdings sehr großer Steinbruch aussehend, der allmählich durch die Erosion vergrößert ist (vergl. Taf. IV Fig. 1[2]). In diesem stehen an der Seitenwand bis zu 80 m Salz an, das zunächst von einer dünnen Gipsdecke, dann von Mergeln, Letten und Sandsteinen, von diesen aber nur in geringer Mächtigkeit überlagert wird. Diese Deckgesteine bilden ein natürliches Dach gegen die auch hier nicht fehlenden Regengüsse. Erst in weiterem Abstande von dem Salzlager sind diesen

---

[1] E. Maier (Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg 1908. **17**. 72 [14]) bezeichnet die Schichten, denen das Salzlager von Cardona eingeschaltet ist, als der Stufe des Aquitaniense zugehörig.

[2] Eine Abbildung eines Teiles des Aufschlusses mit besonderen Abbaustufen gibt Bull. de la soc. géol. de France. 1898. (3.) **26**. Taf. XIII. Die Tafel ist von Toula, Geologie. 2. Aufl. Wien 1906. p. 169 wiedergegeben. Dieser oberirdische Abbau ist jetzt aufgegeben, ist aber noch in Resten erkennbar.

Deckgesteinen auch Kalke eingelagert. Den Letten sind hier und da auch schmale Gipsschichten eingeschaltet. Sie müssen bis zu einem gewissen Grade auch Salz führen, da sie stellenweise mit einer weißen Salzkruste überzogen sind. Das Salz ist an dieser Wand unter den lettig-mergeligen Schichten nur so weit entblößt, als nicht durch Abrutschungen infolge teilweiser Auflösung des Salzes eine Verschüttung stattgefunden hat. Es ist auch nirgendwo etwas davon zu sehen, daß das Salz längere Zeit eine ebene oder auch nur wellige, den Atmosphärilien direkt ausgesetzte Oberfläche gebildet habe. Dagegen spricht auch die Beschaffenheit der fast senkrechten oder doch sehr steil geneigten Wand in Fig. 1. Der Boden des Tales wird auf eine gewisse Strecke hin von Salz gebildet. Es ist aber auch hier gegen die Abtragung dadurch geschützt, daß es von den Abrutschmassen des höheren Gehänges und von den Auslaugungsprodukten des Salzes selbst überdeckt ist. Dort, wo das Salz freier zutage liegt, haben sich auch hier erheblichere Auslaugungserscheinungen vollzogen. Große Tümpel sind von einer schweren Salzlauge ausgefüllt, sind aber selbst gegen das darunter befindliche Salzlager gut abgedichtet durch die tonigen Rückstände der Auslaugung selber. An einzelnen Stellen ist auch durch den namentlich früher immer von der Oberfläche ausgehenden Betrieb eine andere Oberfläche geschaffen worden. Die Spuren der freien Lage der Oberfläche sind dann aber auch an dem Salze in starken Auslaugungen sehr gut zu sehen. Im ganzen liegt also ein großartiger Aufschluß in einem Salzlager vor, das durch sehr alten Bergbau geöffnet ist. Der durch den von der Oberfläche ausgehenden Betrieb geschaffene Aufschluß ist dann durch die Wirkung des Wassers immer mehr und mehr vergrößert worden, so daß jetzt ein recht großer Talabschluß geschaffen ist. Die Vergrößerung durch natürliche Agentien schreitet auch jetzt immer weiter fort, so daß die Wand, die in Fig. 1 zu sehen ist, immer weiter zurückrückt, wobei eine Unterhöhlung des Deckgebirges und eine immer steile Böschung am Ende des Aufschlusses bedingt ist. — Aus den Aufschlüssen wie aus den Angaben der Betriebsleiter ergibt sich, daß das Salzlager eine linsen-

förmige Einschaltung in den Schichten darstellt, worauf auch schon früher namentlich von Dufrénoy und Vidal hingewiesen wurde.

Struktur des Salzes. Der obere Teil des Salzlagers unterscheidet sich wesentlich von dem unteren. Dieser zeigt eine mehr gleichmäßige Beschaffenheit von hellem und scheinbar ungeschichtetem Salze. Der obere Teil dagegen wird gebildet von einem z. T. recht dünnschichtigen Materiale verschieden gefärbten Salzes, dem hier und da tonige und lettige Bänkchen, dann schmale Bänder von Gips bezw. Anhydrit eingeschaltet sind. Diese Gipsmassen nehmen gegen die hangende Grenze hin mehr und mehr zu und führen zu der Gipsüberdeckung über. Das Salz dieser oberen Schichten ist dabei mannigfach gefärbt, rot, grau, gelblich wie auch klar oder wasserhell und weiß. Blaues Salz ist nicht beobachtet worden, soll auch nach der Angabe der Betriebsbeamten nicht vorkommen, was den Angaben von Tenne und Calderon widerspricht. In der Tiefe des Vorkommens, namentlich nahe und unter der Talsohle, stellen sich dann Bänke des klaren Salzes ein, die dicker und reiner werden, so daß unter der Talsohle ein ergiebiger, aber bei den Absatzverhältnissen nur beschränkter Bergbau auf das reine spätige Salz umgehen kann. Es sind hier von einem kleinen Schachte aus bis zu 25 m weite Hallen ausgebrochen, die ohne Stütze gut stehen. Diese Bank soll bis zu 50 m Mächtigkeit erreichen. Das reine Salz ist wechselnd grob und feinkristallinisch, fast ohne eine Andeutung einer Lagenstruktur. Unter der Bank klaren Salzes soll dann nochmals streifiges Salz auftreten, ähnlich dem über dem klaren Salze. Darunter soll sich wieder Gips finden. Genauere Angaben waren nicht zu erlangen, da man bei der großen Mächtigkeit des bis jetzt schon aufgeschlossenen Salzes und der geringen wirtschaftlichen Bedeutung, die dies Vorkommen heute hat, in neuerer Zeit keine eingehenderen Untersuchungen angestellt hat.

Die eine Wechsellagerung zeigenden Schichten sind intensiv geknetet und gestaucht, in zahlreiche Windungen gelegt, so daß die Liniensysteme der Schichtung oft ein unentwirrbares Chaos zu bilden scheinen, von dem die leider nicht sehr gut geratene Photographie Fig. 2 (Taf. IV) nur

ein schwaches Bild gibt[1]. Diese intensive Fältelung („Kleinfaltung“) geht weder in die hangenden Letten noch in das liegende helle Salz über. Das Deckgebirge zeigt nur die Einwirkungen, die hervorgerufen werden durch die Auslaugung des Salzes in der Tiefe. Es ist bis zu einem gewissen Grade zerbrochen und zerklüftet. Die wirren Fältelungen aber fehlen. Es tritt damit zunächst ein scharfer Gegensatz zwischen dem fast horizontal, wenigstens, abgesehen von lokalen Einbrüchen, ruhig gelagerten Deckgebirge gegenüber den stark gefältelten obersten Lagen des Salzes hervor. Dieser Gegensatz hat verschiedentlich die Ansicht hervorgerufen, daß zwischen dem Salz und dem Deckgebirge eine deutliche Diskordanz vorhanden und daß das Salz viel älter wie das Deckgebirge, nämlich triassisch gegenüber dem jungtertiären Deckgebirge sei[2]. — Diese Fältelung findet eine ausgezeichnete Parallele in den Salzlagern des deutschen Zechsteins. Auch hier tritt häufig unter einem horizontal lagernden oder nur in schwache Falten gelegten Deckgebirge das Salzlager in große oder auch in kleinste, mannigfach gestaltete Windungen geknetet und gestaucht auf, was auch hier durch die Wechsellagerung von verschiedenen Salzen oder von Steinsalz mit tonigen und lettigen Schichten zum Ausdruck kommt. Am besten zeigen dies die mit den „Jahresringen“ versehenen Steinsalzstücke, an denen die intensivsten „Quälungserscheinungen“ erkennbar sind. Der Hauptgrund für diese verschiedenen Erscheinungen an dem Steinsalze liegt in der großen Plastizität desselben begründet, worauf die verschiedenen Untersuchungen von A. v. Koenen, F. Rinne, E. Geinitz u. a. hingewiesen haben. Auch bei dem Salz von Cardona müssen die Fältelungserscheinungen auf die Plastizität des Salzes und auf relativ geringe Druckwirkungen zurückgeführt werden, auf die das Deckgebirge nicht oder nur durch lokale Einbrüche oder Zerreißungen reagierte, von denen ein großer Teil nur in kleinen Klüftungen sich äußert oder überhaupt nicht sichtbar ist. Daß diese Fältelungserscheinungen nicht einer allgemeineren tektonischen

[1] Eine andere Abbildung gibt Bull. de la soc. géol. de France. 1898. (3.) **26**. Taf. XIV.

[2] Bull. de la soc. géol. de France. 1898. (3.) **26**. 726, 728—731.

Ursache zuzuschreiben sind, das geht schon daraus hervor, daß die einzelnen Fältelungen auch nicht einigermaßen parallel zueinander verlaufen, sondern kreuz und quer durcheinander gehen.

Es ist nicht notwendig, zur Erklärung dieser Fältelungen große Druckerscheinungen heranzuziehen. Der Druck muß völlig ausreichen, der durch die Auslaugung einzelner geringmächtiger Schichten[1] hervorgerufen wird, wenn dann das Deckgebirge nur gleichmäßig nachdrückte und die Schichten, unter denen durch die Auslaugung ein Hohlraum entstanden ist, zusammenpreßte. Die Umwandlung des Anhydrit in Gips kann ebenfalls eine derartige Fältelung herbeigeführt haben, wodurch diese Fältelungen in eine Parallele zu den Gekrösegipsen kämen. Der Anhydrit tritt nun hier auch nur im wesentlichen in den oberen Teilen des Lagers auf, während die mittleren Teile von reinem Steinsalze ganz frei davon sind. Damit hängt dann auch zusammen, daß die Fältelungen auf die höheren Teile des Lagers beschränkt sind und sich nicht in das klare Salz fortpflanzen, das in seinen mächtigeren, früher noch nicht so stark aufgeschlossenen Bänken horizontal oder wenigstens annähernd horizontal liegt.

Damit sind diese Fältelungserscheinungen im großen und ganzen auf Sackungserscheinungen zurückgeführt, denen das Salz durch die Ausbildung von Fältelungen folgte, während das Hangende wegen seiner viel geringeren Plastizität dadurch zerrissen oder nur schwach beeinflußt wurde. Damit ist der Diskordanz zwischen dem Salz und dem Deckgebirge eine andere Erklärung gegeben. Eine derartige primäre Diskordanz wäre, wie dies auch schon früher von anderen betont wurde, theoretisch nur schwer denkbar gewesen, da ja auf einem derartig leicht löslichen Gesteine sich die oligocänen Mergel kaum ohne eine besondere Einwirkung hätten absetzen können. Es handelt sich also nicht um eine primäre Lagerungsdiskordanz, sondern um eine Faltungsdiskordanz (Kayser, Allgemeine Geologie. 2. Aufl. p. 177), aber in dem Sinne, daß hier die Faltung bezw. Fältelung nicht mit allgemeinen tek-

[1] Es ist nicht unwahrscheinlich, daß den obersten Salzbänken leichter lösliche Salze eingeschaltet waren. Dufrénoy weist auf Polyhalit hin.

tonischen Ursachen zusammenhängt, sondern auf rein lokale Ursachen zurückgeführt werden kann.

Auslaugungserscheinungen. Das Steinsalzlager von Cardona ist immer als ein besonders schönes Beispiel für das Erhalten von Salz an der Oberfläche unter günstigen klimatischen Verhältnissen hingestellt worden. Es ergibt sich aber aus den schon im vorhergehenden mitgeteilten Tatsachen, daß das Steinsalz von Cardona sich im wesentlichen unter einer schützenden Decke von Mergeln erhalten hat. Das Gebiet von Cardona ist aber auch nicht so niederschlagsarm, wie man aus der Erhaltung des Salzes anzunehmen geneigt ist. Das ganze Stromgebiet des bei Barcelona in das Mittelmeer mündenden Llobregat ist ein Gebiet intensivster Verheerungen durch Hochwasser, die von Zeit zu Zeit über das Gebiet hereinbrechen und viele Kulturwerte vernichten. Der Cardoner, an dem das Salzvorkommen von Cardona liegt, mündet bei Manresa in den Llobregat. Beide Flüsse fließen parallel zueinander; der Llobregat fließt in der Höhe von Cardona nur etwa 14 km östlich von dem Cardoner. Das ganze Stromgebiet des Cardoner und des Llobregat ist wenige Wochen nach meinem Besuche von Cardona von den heftigsten Unwettern mit reichlichen Regengüssen betroffen worden, so daß sogar auf etliche Tage der Verkehr mit Cardona unterbrochen war. — Überall sieht man auch zu Cardona die Spuren der Regengüsse, deren oberflächliche Wirkung durch das fast völlige Fehlen einer Vegetationsdecke, infolge fast vollständiger Abholzung, verstärkt wird. Mitten durch den alten tagebauartigen Abschluß zieht eine Talrinne, durch die beizeiten auch die Wasser der Umgebung abfließen. Diese Rinne war allerdings bei meinem Besuch (im Hochsommer!) trocken. Weiße Ausblühungen in der Rinne weisen aber deutlich auf den Weg des Wassers hin. Zahlreiche, Geröllen ähnliche Blöcke von Steinsalz, wohl zumeist eine kleine Strecke transportiert, dann aber durch Auflösung von allen Seiten gerundet, liegen in der Rinne. Der Bach sammelt sich augenscheinlich an den steileren Gehängen des in Fig. 1 abgebildeten Gebietes. Er wird noch gespeist durch Abwässer, die aus einem kleinen alten Stollen kommen und in Hohlräumen sich sammeln. Alle Angaben deuten darauf hin, daß sich einen

großen Teil des Jahres in dem Stollen Wasser sammelt, welches von oben hindurchsickert und auf Klüften und Spältchen bis in das Niveau des Salzes gelangt, hier auflöst und die Spalten und Klüfte erweitert. Diesen oberflächlich über das Gehänge ablaufenden und unterirdisch sich sammelnden Wassern ist auch die rückwärtige Verlegung des Steilrandes von Fig. 1 und auch ein Teil der Fältelung zuzuschreiben. Daraus erklärt sich auch die senkrechte oder nahezu senkrechte Wand. Die hangenden Tone und Letten werden dabei unterhöhlt und in das Tal hinuntergeflößt, wo sie dann auf dem Salz des Untergrundes einen besonderen Schutz gegen die weitere Auflösung und Auskolkung bilden. — Daß derartige Wasserbewegungen an dem Salzabhange nicht ohne Einfluß bleiben auf die Ausgestaltung der Salzoberfläche, bedarf keiner weiteren Begründung. Schon die in Fig. 1 abgebildete Wand läßt durch diese Oberflächenformen das Salz sich deutlich gegen das Hangende abheben. Zahlreiche Erosionsrillen und Furchen sind schon von weitem auf dem Salze erkennbar, die das Oberflächenbild dieses Salzes sehr ähnlich gestalten den Regenrillen an verschiedenen Gesteinen, wie sie sich bei uns an leicht löslichen Gesteinen, in den Tropen auch an kristallinen Gesteinen ausbilden. Tritt man näher heran, so sieht man dies grobe Bild sich noch in ein viel feineres Bild auflösen. Die prächtigsten schmalen Grate und Rillen sind ausgearbeitet. Grate vereinigen sich, trennen sich, laufen streckenweise einander parallel, um dann wieder miteinander zu verschmelzen. Die mannigfachsten Auslaugungsformen dieser Art lassen sich am Abhange herausnehmen. Zwei derartige Stücke sind in den Fig. 3 und 4 (Taf. V) zur Abbildung gebracht worden. Die einzelnen Stücke dieser Art lassen nun auch die Fältelungserscheinungen wenigstens z. T. erkennen. Die Fältelung hat nur dann einen Einfluß auf die Ausbildung der Oberflächenformen, wenn die einzelnen Schichten gerade senkrecht oder nahezu senkrecht stehen. Dann kann es dazu kommen, daß die tonigen oder lettigen Einlagerungen als senkrechte Grate stehen bleiben und nur das dazwischen befindliche Salz zur Bildung von Rillen fortgelaugt wurde. Wo aber die Einlagerungen in irgend einer Richtung geneigt sind, da stehen auch die einzelnen Rippen schief zu den Fältelungen. Dies zeigen auch die beiden ab-

gebildeten Stücke. Die Grate sind z. T. messerscharf und gehen gleichmäßig durch die verschiedensten Einlagerungen von tonigen Substanzen und durch die verschieden gefärbten Salze und auch durch die Gipsschnüre hindurch. In keiner Weise beeinflussen die Einlagerungen die Ausbildung der Grate. Wo etwa Unregelmäßigkeiten in der Ausbildung der Grate zu beobachten sind, da zeigt sich immer, daß es sich um nachträgliche Ausquellungen von Gips oder lettiger Substanz handelt. Die Rillen sind an flacher geneigten Stellen z. T. mehrere Dezimeter tief; sie sind um so flacher, je steiler das Gehänge des Salzes ist.

Einzelne Grate lösen sich in steile Pyramiden und Zacken auf, die einige Dezimeter über die Umgebung hervorragen. Damit ist eine Ähnlichkeit mit den Oberflächenformen auf Eis, infolge von Erosion auf ihm, gegeben[1]. Das gibt auch eine gewisse Berechtigung, das Aussehen des Salzes mit einem Gletscher zu vergleichen, besonders wenn man auch noch die Wechsellagerung verschieden gefärbten Salzes und die Kleinfaltung desselben mit der Bänderung des Eises vergleicht.

Herr Dr. Fr. Krantz in Bonn hat eine größere Zahl dieser Auslaugungsformen wie der auf p. 24 beschriebenen Stalaktiten erworben und in den Handel gebracht.

Es handelt sich hier um ähnliche Formen, wie sie auch von anderen ähnlich oberflächlich liegenden Steinsalzvorkommen beschrieben werden. So bildet Weinschenk[2] nach einer Photographie von Schafarzik vom Regen korrodierte Steinsalzfelsen von Szovát, Komitat Maros-Torda in Ungarn, ab. Haug erwähnt auch ähnliche Formen an Steinsalz aus Nordafrika, ohne nähere Angaben dazu zu machen[3]. Auch die von Blanckenhorn[4] vom Dschebel Usdum, einem Salzberge an der Südwestseite des Toten Meeres beschriebenen Oberflächenformen gehören hierher. Die Erosionsformen müssen hier nur sehr viel großartiger sein, da Blanckenhorn die Erzählung von Lots

[1] Manche Abbildungen von „Büßerschnee" sehen (vergl. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1908. p. 95—115) den Erosionsformen am Steinsalz von Cardona sehr ähnlich.

[2] Gesteinskunde. II. 2. Aufl. 1907. p. 248.

[3] Haug, Traité de Géologie. **1**. 1907. p. 395.

[4] Vergl. Zeitschr. d. deutsch. Palästina-Vereins. Bd. **19**.

Weib („Salzsäule“) auf diese Erosionsformen zurückführt. Die Grate des Salzes von Cardona sind so winzig, daß man sich eine vielfache Vergrößerung denken muß, um zu dieser Deutung zu kommen. — Die Formen sind ganz ähnlich denen, die man stellenweise am Gips, wie z. B. an den Zechsteingipsen des Harzrandes, beobachtet, wie sie auch von Haug von körnigem Gips aus Algier und Tunis abgebildet werden[1]. — Auch die Karrenbildung der Kalke kann als ganz ähnliche Bildung zur Parallele hier mit herangezogen werden.

Steinsalzstalaktiten. Die Auslaugungserscheinungen, die sich auch zu Zeiten nur geringer Niederschläge vollziehen, müssen selbstverständlich dazu führen, daß bei der Verdunstung des Lösungsmittels von neuem Steinsalz auskristallisiert. So sieht man auch Spalten und Klüfte von einem außerordentlich feinkörnigen, weißlich trüben Salze ausgefüllt. Wo größere Hohlräume aber vorhanden sind, da kam es zur Bildung von mannigfach gestalteten prächtigen Stalaktiten eines schneeweißen Salzes. Fig. 5 (Taf. VI) zeigt den Eingang zu einem alten Stollen, der nach der Angabe des Verwalters vor etwa 100 Jahren getrieben sein soll. Die Bildung schreitet immer weiter fort und soll, auch bei geringen Niederschlägen, durch das ganze Jahr hindurch zu beobachten sein. Von der Decke hängen bis zu $\frac{1}{2}$ m lange Stalaktiten herab. Daneben zeigen sich auch verschiedenartig miteinander verflossene Stalaktiten, wulstiger und knäueliger Gestalt, wie z. B. in Fig. 6 (Taf. VI) abgebildet. Stellenweise, wie am Eingange zu dem Stollen, sind die verschiedenen Stalaktiten zu „Gardinen“ zusammengewachsen. Fast alle Parallelstücke zu Kalktropfsteinhöhlen sind auch hier gegeben. Nur fehlen die Stalagmiten. Der Boden ist vielmehr mit einer ziemlich gleichmäßigen, fast ebenen Kruste eines feinkörnigen, aber ebenfalls weißen, porösen Steinsalzes überdeckt. Auch alle Seitenwände am Stollen wie die Umgebung zu dem Eingange sind mit einem Steinsalzsinter überdeckt, so daß hier die Grate und Rillen verschwunden sind und auch die Fältelung verdeckt ist.

Steinsalzkristalle mit natürlichen Ätzfiguren. Zu den eigenartigsten Gebilden von Cardona gehören Stein-

[1] Haug, Traité de Géologie. **1**. 1907. Pl. LI.

salzkristalle, die ich allerdings nicht in Cardona selbst sah, sondern erst später durch Herrn José Esteban in Madrid erhielt, der mir versicherte, daß er sie selbst von Cardona erworben habe. Ich bin Herrn Esteban sehr dankbar dafür, daß er mir etliche von diesen kristallisierten Salzen überließ. Gleiche Kristalle, die ebenfalls von Cardona stammen sollen, hat Herr G. Seligmann in Coblenz aus einer anderen Quelle erworben, so daß wohl die Herkunft sichergestellt ist.

Die Kristalle sitzen nicht in einem Hohlraume oder auf einer Kluftfläche. Es handelt sich vielmehr um Kristalle, die selbst wieder von grobkristallinem, völlig klarem Salze überdeckt werden. Die Kristalle könnten nun bei einer gleichmäßigen Beschaffenheit der ganzen Masse gar nicht sichtbar werden, wenn nicht ein Zwischenmittel zwischen die Kristalle und die darauf befindliche Salzmasse eingeschoben wäre. Die einzelnen und die zu einer Gruppe vereinigten Kristalle sind von einer allerdings nicht zusammenhängenden Haut überzogen. An dieser tritt eine Totalreflexion ein, so daß die Unterlage der reflektierenden Haut, eben die Kristalle, sich sehr wohl aus der Masse herausheben, aber durch die Brechung in der aufsitzenden Salzmasse bei der schiefen Lage der äußeren, angeschliffenen Fläche zu den im Inneren sitzenden, aber nicht isolierbaren Kristallen verzerrt erscheinen. Die Oberfläche der bis zu 8 cm großen würfeligen Kristalle ist deutlich angeätzt, mit Ätzfiguren, zusammenhängenden Ätzgruben und Auflösungsstreifen überzogen, die z. T. entweder nach den Würfelkanten oder den Würfeldiagonalen angeordnet sind. Alle diese durch Anätzung der Oberfläche entstandenen Vertiefungen auf der Oberfläche der Kristalle sind mit Flüssigkeit, wohl der Mutterlauge der Kristallisation, angefüllt. Die Totalreflexion an der Oberfläche dieser Einschlüsse läßt die Kristalle in z. T. außerordentlich prächtigen Gruppen hervortreten. Um sie besonders gut erkennen zu können, stellt man am besten eine Lichtquelle dicht hinter die Handstücke. Auch seitliche Beleuchtung kann in einzelnen Fällen die Erscheinungen besonders gut hervortreten lassen. Z. T. enthalten die Flüssigkeitstropfen einzelne oder mehrere Gasporen, so daß deutliche Libellen entstehen, wobei nach der Größe der Poren auch die Größe der kleinen Gasbläschen

zu wechseln scheint. Diese Ätzfiguren und die damit zusammenhängenden Erscheinungen sollen in einer besonderen kurzen Mitteilung beschrieben und abgebildet werden.

Das Auftreten der Ätzfiguren an der Oberfläche der Kristalle ist darauf zurückzuführen, daß in das Becken, in dem die Kristallisation des Salzes stattfand, ein rasch vorübergehender Süßwasserzufluß einmündete. Vielleicht haben wir auch nur einen Regenguß in das Wasserbecken als Ursache dieser Erscheinung anzusehen.

Im Anschlusse an diese in einem speziellen Verhältnis zu der Kristallisation stehenden Einschlüsse in dem klaren Salze muß auch erwähnt werden, daß man in dem klaren Salze auch an anderen Stellen einige unregelmäßig verteilte, aber regelmäßig begrenzte (negative Kristallformen zeigende) Flüssigkeitseinschlüsse mit Gasblasen beobachtet.

Die Verwendung des Salzes von Cardona ist bei der Lage des Vorkommens weit von der Eisenbahn, weiter bei der Konkurrenz zahlreicher anderer Salzvorkommen in größerer oder geringerer Entfernung und bei der fast allgemeinen Gewinnung von Meersalz an den Küsten Spaniens natürlich sehr beschränkt. Früher soll dagegen die Ausbeutung eine sehr viel allgemeinere gewesen sein. Es wird z. T. direkt zu eigenartigen Kugeln zusammengepreßt, die als Lecksalz für das Vieh verwandt werden. Eine Saline dient zur Umkristallisation des Salzes und zur Gewinnung reineren Salzes. In einem kleinen Verkaufsraum an der Grube selbst werden zahlreiche Gegenstände, die aus dem Salz hergestellt werden, zum Verkaufe gebracht, so z. B. Fensterplatten, Tischplatten, Fruchtformen, Gerätschaften der verschiedensten Art. Aus dem klaren Salze werden auch Kreuze hergestellt, die bei der Landbevölkerung große Vorliebe finden. Es sollen auch noch jetzt kleine Gegenstände als Amulette Verwendung finden. Es ist auffallend, daß auch die wunderbaren Auslaugungsformen, die ich in den beiden Fig. 3 und 4 zur Abbildung brachte, ebenfalls nicht selten gekauft werden.

Erklärung der Tafeln.

Tafel IV.

Fig. 1. Überblick über den Talabschluß des Salzvorkommens von Cardona. Der von zahlreichen Furchen (Regenrillen) durchzogene Hang besteht aus dem Salze, das oben bedeckt wird von einer lettig-mergeligen Masse. Diese ist z. T. schon unterhöhlt. Nahe der Oberfläche tritt ein graugelber, unreiner Lehm auf.

„ 2. Fältelungen oder Kräuselungen (Kleinfaltung) in dem Salze von einer Stelle, die nur wenige Grate oder Rillen zeigt.

Tafel V.

Fig. 3, 4. Oberflächenformen des Steinsalzes mit Graten und Rillen, die unabhängig sind von der feinen Fältelung, die quer bezw. geneigt zu den Graten und Rillen verläuft.

Tafel VI.

Fig. 5. Eingang zu einem alten Stollen. Steinsalzsinter, Stalaktiten, „Gardinen“, im ganzen Tropfsteinen ähnliche Massen.

„ 6. Einzelner Stalaktit von Steinsalz, nahe der Anheftungsstelle abgeschlagen, mit stumpfem Ende. Die kleinen Erhebungen bestehen aus einem wirren Aggregate kleinster Steinsalzkriställchen.

Ueber eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tal von Mexiko.

Von

Emil Böse.

Mit Taf. VII—X.

Im Anfange des 19. Jahrhunderts nahm man allgemein an, daß die Krater der Vulkane nur durch vulkanische Kraft gehobene Teile des Bodens darstellten, und die Faltungen der Sedimentärgesteine in den Gebirgen erklärte man ebenfalls ohne alles Bedenken als durch „vulkanische Revolutionen", d. h. durch einen von Eruptivmassen oder Gasen ausgeübten Druck entstanden. Die Lehre von den Erhebungskratern wurde hauptsächlich durch Leopold v. Buch und Alexander v. Humboldt ausgebildet. Wie neuerdings v. Knebel ausdrücklich betont hat, nahmen diese beiden eminenten Geologen keineswegs an, daß alle Krater als Erhebungskrater anzusehen seien, im Gegenteil, sie unterschieden wohl zwischen Erhebungskrater — Caldera — und dem Aufschüttungskrater — Eruptionskegel. Erst ihre Schüler erklärten kritiklos alle Vulkanberge für Erhebungskrater und ließen durch plutonischen Druck die gefalteten Gebirge entstehen.

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts wurde diese Anschauung dann heftig bekämpft, hauptsächlich von Poulett Scrope, und schließlich ganz verworfen (Charles Lyell): man wies nach, daß die Krater der Stratovulkane sich durch Aufschüttung losen Materials, Ausfluß von Lava u. dergl. bildeten: man zeigte, daß die Faltung in den Gebirgen häufig

gerade dort am stärksten war, wo Eruptivgesteine nicht auftraten. Die Theorie der Hebungskrater sowie der Faltung durch vulkanischen Druck wurde dann allgemein fallen gelassen; man ging sogar ins andere Extrem, man sprach den Eruptivmassen jede Eigenkraft ab, man behauptete, daß selbst der Austritt der Laven nur durch Einfluß von außen, sei es nun durch seitlich eingedrungene Wassermassen, sei es durch Einbrüche in benachbarten Gebieten, vor sich gehen könne. Die alte Hypothese der Hebungskrater, der Faltungen und Gebirgsbildung durch vulkanische Revolutionen hat sich nur noch im Volke erhalten, die Wissenschaft verwarf all dieses; man nahm an, daß vulkanische Eruptionen nur auf tektonisch vorgebildeten Spalten oder Verwerfungen entstehen könnten (Eduard Suess), man verband weit auseinanderliegende Vulkane in der willkürlichsten Weise durch hypothetische Bruchlinien, sah in den Vulkanreihen der pacifischen Küste Amerikas riesige tektonische Spalten usw., kurz, man sah in den Eruptivmagmen nur noch schwere Massen ohne alle Eigenkraft, deren Hebung stets von außer ihnen liegenden Faktoren abhing.

In neuerer Zeit ist nun eine Reaktion eingetreten. Nachdem Daubrée experimentell nachgewiesen hatte, daß hochgespannte Gase imstande seien, im Gestein schlotförmige Kanäle (Diatremen) zu erzeugen, brachte Branca Beweise dafür in der Natur, indem er an 127 Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb nachwies, daß sie nicht auf Spalten lägen. Bald nach ihm entdeckte Bücking in der Rhön ganz ähnliche Vorkommnisse, und schon früher hatte Geikie solche aus Schottland beschrieben. Neuerdings hat Branca[1] eine ganze Menge weiterer Angaben über das Auftreten von Eruptivmassen zusammengestellt, die von Spalten unabhängig sind.

Es dürfte heute also wohl nicht mehr zu bezweifeln sein, daß an zahlreichen Orten Eruptivmassen sich durch ihre Eigenkraft den Weg an die Erdoberfläche gebahnt haben; worin diese Eigenkraft besteht, ist eine zweite Frage; die Tatsache, daß sie vorhanden sein muß, ist sicher, die hypothetische Erklärung ist vollständig irrelevant und jeder hypo-

[1] Branca, Vulkane und Spalten. Compt. rend. Xme Congr. géol. Intern. México 1907.

thetische Einwand gegen solche Eigenkraft hinfällig, sobald man die Tatsache nicht wegleugnen kann, daß Eruptivgesteine nicht an Spalten gebunden zu sein brauchen.

Aber bereits im Jahre 1877 war ein amerikanischer Forscher, Gilbert, in anderer Richtung gegen die herrschende Anschauung vorgegangen. Er beschrieb die Lakkolithe der Henry Mountains und gelangte zu der Überzeugung, daß dort Eruptivgesteine die Sedimentärschichten emporgehoben hätten; also nicht bloß Durchblasung der Schichtgesteine, sondern Hebung. Suess versuchte dann die Erscheinung dadurch zu erklären, daß tektonisch vorgebildete Hohlräume durch Eruptivmassen ausgefüllt seien, die Hebung also vor der Eruption stattgefunden habe. Nun aber beschrieben viel später Branca und Fraas in ihrer schönen Arbeit über das Ries bei Nördlingen die Entstehung von Hebungen, Verwerfungen und sogar Überschiebungen als Folge einer lakkolithischen Intrusion; das ließ sich nicht mehr durch vorgebildete Hohlräume wegerklären. Im Jahre 1906 beschrieben Burckhardt und der Verfasser[1] drei Gebiete Mexikos, wo durch den Druck einer Intrusivmasse 1. einfache Hebungen der Sedimentärgesteine, 2. Verwerfungen und zwar Längs- und Querbrüche, 3. Faltungen hervorgebracht sind. Für die Eigenkraft der Intrusivmassen ist ein ganz besonders überzeugender Beweis der gewaltige Querbruch von Parroquias bei Mazapil; das Intrusivgestein ist dort in den Mittelschenkel einer liegenden Falte eingedrungen, wo von tektonisch vorgebildeten Hohlräumen keine Rede sein kann, und hat die Schichten um nahezu einen Kilometer auf die Seite gedrängt. Die Verhältnisse liegen im Norden von Mexiko so klar, die Aufschlüsse sind so unübertrefflich, da alle Bedeckung fehlt, die Sedimentärschichten lassen sich auf Grund der darin enthaltenen Faunen so bis ins Kleinste zergliedern, daß an der Richtigkeit unserer Deutung nicht gezweifelt werden kann.

Es ist heute also auch nicht mehr zu bezweifeln, daß Eruptivgesteine nicht nur sich ihren Weg durch die Schicht-

[1] Livret-guide des exc. Xme Congr. géol. Intern. México 1906. Heft 22, 24 u. 26. Die Resultate dieser Arbeiten sind von Philippi (Centralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1907. p. 449—460) in sehr übersichtlicher Weise zusammengestellt worden.

gesteine bahnen können, sondern auch daß sie imstande sind, in diesen selbst ziemlich gewaltige Dislokationen hervorzurufen.

Wie ist man nun dazu gelangt, anzunehmen, daß Vulkane stets auf vulkanischen Spalten liegen? In zahlreichen Fällen hat man beobachtet, daß Vulkane reihenförmig angeordnet sind. Ich spreche hier nicht von den sogen. langen Vulkanreihen, die auf Spalten von mehreren hundert oder gar tausend Kilometer Länge liegen sollen; ich habe schon verschiedentlich darauf hingewiesen, daß solche Reihenanordnung meistens nur scheinbar ist, daß sie nur auf Karten in sehr kleinem Maßstab hervortritt, während die Sachlage auf Karten in großem Maßstab vollständig wechselt. Nicht leugnen läßt sich jedoch, daß solche reihenförmige Anordnung im Kleinen sehr häufig vorhanden ist; wir haben dafür in Mexiko eine ganze Menge Beispiele: die Reihe des Popocatepetl-Iztaccihuatl, die des Colima-Volcan Nevado, die der Sierra de Santa Catarina im Tal von Mexiko, die vier Krater des Jorullo und viele andere mehr. Man nahm nun als von selbst verständlich an, daß solche Reihen als Folge einer präexistierenden tektonischen Spalte entstanden seien, eine Annahme, der ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit nicht abzusprechen ist, wenn man nämlich die Eigenkraft der vulkanischen Massen von vornherein leugnet. Nun haben aber in neuerer Zeit verschiedene Autoren, z. B. Grosser, die Frage aufgeworfen, ob solche Spalten nicht erst durch die vulkanische Eruption selbst geschaffen sein könnten. Villafaña[1] und Dannenberg[2] z. B. nehmen eine solche für die vier Krater des Jorullo an.

Wir haben oben gesehen, daß Intrusivmassen sehr wohl imstande sind, Dislokationen hervorzurufen, dadurch wird es äußerst wahrscheinlich, daß die reihenförmige Anordnung zahlreicher Vulkangruppen ebenfalls in vielen Fällen auf Dislokationen zurückzuführen ist, die durch die betreffenden Eruptionen, d. h. durch die Eigenkraft der vulkanischen Massen und Gase erst geschaffen worden sind.

---

[1] Villafaña, El volcán Jorullo. Parerg. d. Inst. Geol. de México. **2**. No. 3. p. 82.

[2] Dannenberg, Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos. Verh. d. nat. Ver. d. preuß. Rheinlande. Bonn 1907. p. 126.

Um die Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten zu beweisen, hat man früher häufig darauf hingewiesen, daß zahlreiche Vulkangruppen reihenförmig angeordnet sind. Dieser Einwurf wird durchaus hinfällig, sobald sich nachweisen läßt, daß Vulkanspalten durch die Eigenkraft des Magmas verursacht werden können. Das Problem wäre vielmehr in jedem einzelnen Falle, wo eine Vulkanspalte vorhanden oder wahrscheinlich vorhanden ist, nachzuweisen, ob diese Spalte durch orgenetische Bewegungen oder durch die Eigenkraft des Magmas hervorgerufen ist. Grosser[1] erwähnt in seiner Beschreibung des Asosan auf Kiu-shiu (Japan), daß in dem Krater dieses gewaltigen Vulkans, der einen Durchmesser von 14 km, an einer Stelle sogar von 20 km hat, das Vorhandensein einer durch vulkanische Kraft geschaffenen Spalte höchst wahrscheinlich sei; er sagt: „Durch eine westöstlich streichende Reihe von Auswurfskegeln wird sie (die Ebene des Kraterbodens) in zwei Hälften geteilt, deren südliche um rund 50 m tiefer als die nördliche liegt. Die Auswurfskegel sind mehr oder weniger gut erhalten und haben auch Lavaströme in die Ebene entsandt. Einer, der Nakano-Take, ist noch tätig. Wenn man die Linie, auf welcher die Kegelreihe steht, verlängert, so trifft man gerade auf den einzigen Durchbruch des großen Kraterwalles. Es liegt daher nicht nur nahe, sondern es ist geradezu geboten, die natürliche Erklärung für den Durchbruch in einer Spalte zu finden, die nicht allein in der Schlucht zur Anschauung gelangt, sondern auf der auch die Auswurfskegel des Kraterbodens liegen."

Hier hätten wir das Beispiel einer Spalte, welche lange nach der Bildung des Hauptkraters entstand. Es ist aber natürlich auch möglich und sogar wahrscheinlich, daß sich schon bei der ersten Eruption eines Magmas eine Spalte in der Sedimentärbasis bildet. Im allgemeinen wird es schwer sein, solche Spalten nachzuweisen, da die sedimentäre Basis der Vulkane meistens nicht oder doch nicht gut aufgeschlossen ist. Das entbindet uns natürlich nicht von der Verpflichtung, nach Möglichkeit solche Vulkane zu untersuchen, bei denen

[1] Grosser, Geologische Beobachtungen auf vulkanischen Inseln. Verh. d. nat. Ver. d. preuß. Rheinlande. Bonn 1899. p. 64.

man die Basis studieren kann, da nur auf diese Weise Rückschlüsse auf den Aufbau anderer Vulkanberge möglich sind, deren Sedimentärbasis nicht sichtbar ist.

Allerdings gerade die Anhänger der Spaltentheorie beruhigen sich im allgemeinen bei dem Gedanken, daß die sedimentäre Basis der Vulkane unzugänglich ist, und daß es genügt nachzuweisen, daß mehrere Vulkane in einer Reihe liegen, um annehmen zu können, daß sie auf einer tektonisch vorgebildeten Spalte entstanden sind.

Mir ist nun seit einer Reihe von Jahren im Tale von Mexiko ein Gebiet bekannt geworden, in welchem man nachweisen kann, daß die dort vorhandenen reihenförmig angeordneten Vulkane, falls sie auf einer Spalte liegen, diese selber hervorgebracht haben müssen. Das betreffende Gebiet ist die sogen. Sierra de Santa Catarina, südöstlich von der Hauptstadt gelegen. Die Kette wurde seinerzeit von Felix und Lenk beschrieben und kartiert; auf der beigegebenen geologischen Skizze ist die Karte der beiden Autoren reproduziert[1].

Die Kette streicht ungefähr N. 60° O., der höchste Gipfel ist der Cerro de Santa Catarina; an ihn schließt sich gegen ONO. der Doppelkrater der Caldera, nach WSW. der Cerro de Santiago, Cerro de Tecomatitlán, der Xaltepec und, durch eine Senkung von der Hauptkette getrennt, der Cerro de San Nicolas. Die Basis bildet eine mächtige Lavamasse, auf der sich durch Aufschüttung entstandene Kraterkegel erheben. Die reihenförmige Anordnung dieser Berge ist geradezu auffallend, wie auch aus dem beigegebenen Plan Taf. VII Fig. 1 hervorgeht, und man hat wohl stets angenommen, daß eine Spalte die Ursache dieser Anordnung sei. Außerdem hat man von jeher diese Vulkane als sehr jungen Alters angesehen;

[1] Ich habe an dieser Stelle die Karte von Felix und Lenk reproduziert, da es mir hauptsächlich darauf ankam, die Situation der Faltenzone und der Eruptionskegel zu zeigen; es ist an dieser Stelle unmöglich, eine Korrektur der Kartenskizze zu geben, da die geologischen Verhältnisse der Sierra de Santa Catarina vollständig anders sind als die genannten Autoren sie darstellen. Binnen kurzem werden Dr. Paul Waitz und ich eine eingehende Beschreibung dieses komplizierten und interessanten Vulkangebirges geben, wobei dann auf alle Details eingegangen werden soll.

allerdings beobachtet man nur, daß die Vulkanreihe von den quartär-rezenten Seenablagerungen der ehemaligen Seen von Texcoco, Chalco und Xochimilco umschlossen wird. Die tertiär-quartär-rezenten Seenbildungen des Tales von Mexiko sind uns durchdie beiden großen Entwässerungskanäle, den Tajo de Nochistongo und den Kanal von Tequixquiac vortrefflich aufgeschlossen, es sind horizontal liegende Tuffe Mergel und Sande, welche häufig zahlreiche Wirbeltierreste des Pliocän-Quartär enthalten. Vor einer Reihe von Jahren ist nun auch der Chalcosee entwässert worden und zwar durch einen nicht sehr tiefen Kanal, allgemein als Canal Gayol bekannt, der an der ONO.-Seite der Caldera entlang zieht.

In diesem Kanal sind nun äußerst merkwürdige geologische Verhältnisse recht gut aufgeschlossen. Geht man von Los Reyes aus an dem Kanal nach SO., so sieht man dort, wo die Bahnlinie mit jenem zusammentrifft, die gewöhnlichen, horizontal gelagerten Seenbildungen; unsere Taf. VIII Fig. 2 zeigt uns diese Stelle. Das Profil unterscheidet sich absolut nicht von demjenigen der anderen Teile des Tales von Mexiko; die Schichten bestehen teils aus Sanden, teils aus mergeligen Sanden; eine an dieser Stelle entnommene Probe ergab, daß das Material jedenfalls größtenteils vulkanischer Natur ist; Herr Dr. Paul Waitz fand u. d. M., daß ein Stück der grauen tieferen Bänke sich hauptsächlich aus Glasmasse zusammensetzt, daneben findet sich in ziemlicher Quantität Feldspat und in geringerer Menge Hornblende; eine ziemlich auffallende höhere Bank von tiefschwarzer Farbe und bedeutend gröberem Korn zeigt ebenfalls der Hauptmenge nach Glasmasse und Feldspat, daneben aber Hypersthen. Man möchte geneigt sein, das Material der verschiedenen Bänke zwei Eruptionen, einer Hornblendeandesit- und einer Hypersthenandesit-Eruption zuzuschreiben, doch läßt sich darüber noch nichts Sicheres aussagen. Auffallend ist das Fehlen des Olivin, so daß man vielleicht annehmen kann, daß das Material der erwähnten Bänke nicht von Basalteruptionen herrührt.

Wenn wir nun weiter nach SO. gehen, so bemerken wir, daß die unteren Teile der Schichten Faltungen aufweisen, aber bald ergreift die Faltung auch die höheren Schichten und bei Kilometer 21 der Eisenbahn sehen wir, daß über

den gefalteten Schichten nur noch eine ca. 1 m mächtige horizontale Bank liegt, während die ganzen darunter befindlichen Schichten außerordentlich energisch gefaltet sind. Unsere Photographien Taf. IX Fig. 3, Taf. X Fig. 4 und Taf. VIII Fig. 5 führen uns solche Falten vor. Diese energische Faltung der Schichten hält an bis gegen San Isidro; hier gehen die Falten zuerst auf die tieferen Schichten zurück und verschwinden dann dort, wo der Kanal von der geraden Linie abweicht und nach SW. umbiegt, gänzlich. Merkwürdigerweise ändert sich aber auch das Streichen der Falten; während dieses bei Kilometer 21 ungefähr N. 65° O. beträgt, ist es bei San Isidro ungefähr N. 30° O., zwischen beiden Punkten läßt sich ziemlich deutlich eine allmähliche Drehung verfolgen. Wie man aus unseren Photographien ersieht, handelt es sich nicht um leichte weite Wellen in der horizontalen Lagerung, wie man sie wohl auch am Kanal von Tequixquiac beobachtet, sondern um sehr kräftige Faltungen; so sehen wir z. B. in Taf. X Fig. 4 einen leicht überkippten, an der Basis eingeschnürten Sattel. Auch Verwerfungen sind vorhanden, so sehen wir in Taf. VIII Fig. 5 eine sehr flache Verwerfung, welche eine Überschiebung darstellt, der südliche Teil ist flach über den nördlichen hinübergeschoben.

Flache Verwerfungen scheinen überhaupt ziemlich häufig vorzukommen, ich habe sie vor einigen Jahren (Januar 1904) an verschiedenen Stellen beobachtet, die heute halb verschüttet sind. Aber auch in unserer Taf. X Fig. 4 beobachten wir eine solche flache Verwerfung auf der linken Seite der Photographie; hier ist der nördliche Flügel eines halb liegenden Sattels über den südlichen geschoben. Auf der Photographie scheint eine fast horizontale Bank zwischen der überschobenen Masse und der daraufliegenden Scholle vorhanden zu sein; dieser Eindruck wird jedoch nur durch einen täuschenden Lichteffekt hervorgerufen; in der anscheinend horizontalen Bank stehen die Schichten senkrecht und streichen schief zur Photographiefläche. Auf dieser Photographie sowie auf der vorhergehenden sieht man übrigens, wie die gefalteten Schichten von den geringmächtigen jüngeren, vollkommen horizontalen bedeckt werden. Es hat hier offenbar schon eine leichte

Erosion oder Abrasion stattgefunden, der wir übrigens in Anbetracht des weichen Materials der Schichten sicherlich keine zu große Bedeutung beimessen dürfen.

Zwischen der Falte, welche in Taf. VIII Fig. 5 dargestellt ist, und der Brücke bei San Isidro, finden wir hauptsächlich regelmäßige enge Falten mit steil gestellten Schenkeln, dann treten nach Süden zu etwas verwickeltere Verhältnisse auf, die aber heute wegen der durch die Atmosphärilien ausgeübten Zerstörungen und der durch die erzeugten Schuttbedeckungen kaum noch mit Sicherheit zu deuten sind. Bald darauf tauchen die Schichten unter der Decke horizontal liegender Ablagerungen unter.

Fassen wir kurz das Gesehene zusammen: ostnordöstlich von der Caldera ist eine schmale Zone vorhanden, in der quartär-rezente Seenbildungen in kräftige Falten gelegt sind; die Falten verschwinden gegen NW. und SO. und zwar ziemlich plötzlich. Das Streichen der Faltungen ist im Zentrum N. 65° O. und geht gegen SO. langsam in N. 30° O. über.

Gehen wir vom Kanal ab und gegen die Caldera vor, so bemerken wir, daß hier stellenweise gar keine horizontalen Schichten mehr vorhanden sind, sondern daß gefaltete Schichten ganz niedrige Hügelchen über der Talsohle bilden: es bleibt jedoch zweifelhaft, ob diese Hügel mit der obenerwähnten Faltung etwas zu tun haben oder ob sie auf eine andere Ursache zurückzuführen sind.

Was bedeutet nun das eben beschriebene merkwürdige Phänomen? Handelt es sich hier einfach um junge Falten, die durch tangentialen Druck entstanden sind? Das ist absolut ausgeschlossen und zwar aus folgenden Gründen:

Wir kennen das Alter der Falten im Gebirge Mexikos im allgemeinen ziemlich genau. Die Hebung des Gebirges hat sicherlich z. T. schon in der oberen Kreide, die Faltung aber erst im älteren Tertiär stattgefunden, das jüngere marine Tertiär an der Küste liegt dagegen ganz horizontal und ist nur um einige hundert Meter über den Mreeesspiegel gehoben worden. Nun kennen wir aber auch tertiäre und quartäre Binnenseenablagerungen im Hochlande von Mexiko, z. B. die miocänen Schichten von Zacualtipan, Hid., deren Wirbeltier-

fauna von Cope beschrieben wurde. Außerdem sind in den beiden großen Entwässerungskanälen des Tales von Mexiko, dem Tajo von Nochistongo und dem Kanal von Tequixquiac, die pliocän-quartären Schichten, welche zahlreiche Wirbeltierreste enthalten, gut aufgeschlossen; die in ihnen enthaltenen Faunen sind hauptsächlich von Cope, Owen und del Castillo beschrieben worden, neuerdings hat auch Osborne einige Notizen darüber gegeben[1]. Keine einzige dieser Ablagerungen ist gefaltet. Diese Schichten sind z. T. älter als diejenigen des Kanals von Chalco, z. T. auch vom selben Alter; wie ist es möglich, daß jene horizontal liegen, diese dagegen energisch gefaltet sind? Hätte im Quartär eine Auffaltung durch tangentialen Druck allgemein stattgefunden, so müßten auch die älteren Schichten von Zacualtipan und vom Tal von Mexiko allgemein aufgefaltet werden müssen; bei der geringen Entfernung zwischen den betreffenden Lokalitäten ist absolut nicht einzusehen, weshalb die Schichten der einen sich gefaltet haben sollten, die der anderen aber nicht, wenn es sich nicht um eine ganz lokale Druckerscheinung handelt. Eine allgemeine Auffaltung zur Zeit des Quartärs ist also offenbar als Ursache des oben beschriebenen Phänomens vollkommen ausgeschlossen.

Schon als ich die Falten zum ersten Male beobachtete, fiel mir auf, daß die gefaltete Zone genau in der Fortsetzung der Hauptgipfellinie der Sierra von Santa Catarina liegt. Wenn man dazu nimmt, daß am ONO.-Fuße dieses Gebirges die Falten über die Talsohle aufragen, so ist ein kausaler Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen wohl kaum abzulehnen. Wenn man die beigegebene Planskizze ansieht, so wird dieser kausale Zusammenhang sofort einleuchten; es ist doch im höchsten Grade auffallend, daß die stärkste Faltung genau in der Gipfellinie liegt und außerdem, daß das Streichen der gefalteten Schichten sich nach Süden hin dreht.

Nehmen wir diesen Zusammenhang an, so erklärt sich auch das Vorhandensein der lokalen Faltungszone auf eine überraschend einfache Weise. Wir wollen an dieser Stelle

[1] Science. **21**. 1905. p. 931.

noch nicht auf die Entstehungsart der Sierra de Santa Catarina eingehen, da hierüber unsere Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind; für die vorliegende Frage ist es auch von nebensächlichem Interesse, ob die ganze Kette auf einmal entstanden ist oder ob einige Krater jünger als die anderen sind. Wir wissen, daß die Kette teils aus Laven, teils aus Kraterkegeln von zerspratztem Material besteht. Um die Lava, die eine ziemlich große Verbreitung hat, zum Austritt gelangen zu lassen, sowie um die ungeheure Menge von fragmentärem Material an die Oberfläche zu bringen, mußte sich eine Öffnung bilden, was eine ganz bedeutende Kraft verlangte. Die Laven, Aschen, Bomben, Rapilli etc. sind nun vermutlich auf einer Spalte ausgetreten, was durch die Gestalt der Sierra de Santa Catarina wahrscheinlich gemacht wird. Dieser Spaltenbildung ging offenbar eine Hebung der weichen quartären Schichten voran, so daß sich eine Art von Lakkolith bildete. Als diese Hebung weit genug fortgeschritten war, preßte der vulkanische Druck die weichen Schichten auf die Seite und legte sie in Falten; zugleich erzeugte er kleine sehr flache Überschiebungen, die auffallend an die von Branca und Fraas aus dem Ries beschriebenen erinnern; zur selben Zeit erfolgte die Bildung der Spalte, d. h. das Zerreißen der Achse der elliptischen Aufwölbung und der Austritt der Lava, welcher anscheinend nur im mittleren Teil der Kuppel stattfand. Im ONO., d. h. dort, wo unsere Faltenzone aufgeschlossen ist, wurden die Schichten von der Lava nicht durchbrochen, die Kraft genügte nicht mehr zur Bildung einer Spalte, sondern nur noch zur Auffaltung der wenig widerstandsfähigen Schichten. Dies beweist, daß man den Zug der Sierra de Santa Catarina nicht durch eine Vulkanspalte mit dem ostnordöstlich davon gelegenen Cerro del Pino verbinden darf, sondern daß die Spaltenbildung sich auf die Sierra de Santa Catarina beschränkte. Aus der elliptischen Gestalt der Aufwölbung erklärt sich nun auch der Wechsel des Streichens. Eine gewisse Schwierigkeit bietet auf den ersten Anblick der Umstand, daß gerade in der Mitte der gefalteten Zone die kompliziertesten Verhältnisse vorhanden sind, obwohl man dort die einfachsten erwarten sollte, daß dort sogar kleine Überschiebungen auftreten, und schließlich, daß an jener

Stelle das Streichen parallel zur angenommenen Spalte geht. Wenn wir jedoch bedenken, daß bei Lavaausbrüchen im allgemeinen starke Sackungen auftreten, so dürfen wir wohl annnehmen, daß in der zentralen Zone eine solche Sackung stattfand: bei der Hebung der Quartärschichten durch den vulkanischen Druck wurden diese gezerrt; als dann die Lava zurücksackte, mußten sich die Sedimentärschichten infolge ihres Gewichtes und ihrer Plastizität in Falten legen, wobei sie z. T. zerrissen und eine Scholle über die andere geschoben wurde. Wenn weiter nach Osten Aufschlüsse vorhanden wären, so würden wir dort wahrscheinlich ein Streichen beobachten, welches senkrecht zur Richtung der Falte stünde. Bei San Isidro sehen wir bereits, wie sich das Streichen dreht und tangential zur Randlinie der Ellipse geht. Bemerken möchte ich, daß in der beigegebenen Kartenskizze, die ich von Felix und Lenk übernommen habe, die Faltenzone etwas zu weit von der Caldera abliegt, in Wirklichkeit liegt sie ihr viel näher; leider läßt sich dieser Fehler nicht ändern, ohne daß sehr viel anderes korrigiert würde, wir werden jedoch gelegentlich der Beschreibung der Sierra de Santa Catarina eine richtigere Karte publizieren, worin dann auch die Lage der Faltungszone genauer präzisiert werden soll. An der Erklärung des Ganzen ändern diese Details nichts.

Diese Auftreibung der quartären Schichten hatte nun eine weitere Folge. Ursprünglich bildete das ganze Tal von Mexiko höchst wahrscheinlich ein einziges, riesiges Seenbecken, aus dem eventuell ältere Vulkane als Inseln hervorragten; jedenfalls aber war der Texcocosee mit dem späteren Lago de Chalco und Lago de Xochimilco vereinigt. Als nun jene vulkanische Aufwölbung begann, bildete sich eine Barriere, welche die Seen von Chalco und Xochimilco abschloß und deren Wasserspiegel steigen ließ. Diese Barriere muß sich auch in WSW.-Richtung bis gegen die Ausläufer des Ajusco hin fortgesetzt haben, da sonst der Chalcosee nicht abgesperrt worden wäre; daß dieses aber der Fall war, sehen wir an der Tatsache, daß sich über den gefalteten Schichten diskordant die jüngeren horizontalen Bänke ablagerten. Der Seespiegel hob sich so weit, daß das Wasser einen neuen Austritt zwischen der Caldera und dem Cerro del Pino ge-

wann; dieser Ausfluß muß, wie die geringe Mächtigkeit der horizontalen Bänke über der Zone stärkster Faltung beweist, ziemlich seicht gewesen sein, doch war er schon zur Zeit des Cortez wohl nicht mehr vorhanden.

Fassen wir nun kurz zusammen, was wir auf den vorhergehenden Seiten auseinandergesetzt haben. Die Sierra von Santa Catarina bildet eine Reihe von Kratern, die in WSW.—ONO.-Richtung angeordnet sind. Der Hauptausbruch erfolgte höchst wahrscheinlich auf einer Spalte; diese war jedoch nicht bereits vorher gebildet, sondern der vulkanische Druck selbst schuf sie, indem er zuerst die weichen quartären Schichten aufwölbte und sie dann seitlich auseinanderpreßte und in Falten legte. Die durch den vulkanischen Druck erzeugte Aufwölbung und Faltung genügte, um den See von Chalco von dem von Texcoco abzutrennen, und der Wasserspiegel des ersteren stieg infolge der Absperrung so lange, bis der See zwischen Caldera und Cerro del Pino einen Ausfluß erlangte; das Wasser wirkte hier zuerst leicht erodierend, später aber lagerten sich über den gefalteten Quartärschichten diskordant Seenbildungen in horizontalen Bänken ab.

Diese Entstehung der Faltenbildung erklärt ihr durchaus lokalisiertes Vorkommen, welches sonst vollständig unverständlich bliebe; sie erklärt auch, weshalb das Streichen der Sierra de Santa Catarina absolut nicht mit dem in diesem Teile Mexikos vorherrschenden tektonischen Streichen übereinstimmt; sie erklärt, warum das Streichen der Falten am Kanal von Chalco so auffallend rasch wechselt und warum auf den gefalteten Schichten horizontale Bänke liegen. So klein und anscheinend geringfügig das ganze Phänomen auch auf den ersten Anblick ist, so wichtig ist es für die Mechanik der Vulkanreihenbildung, denn es eröffnet uns die Aussicht auch die reihenförmige Anordnung mächtigerer Vulkanreihen zu erklären.

Wie schon in der Einleitung zu dieser Arbeit gezeigt worden ist, hat unsere Auffassung der Wirkung vulkanischer Kräfte seit ca. 15 Jahren eine auffallende Wandlung durchgemacht. Bis zum Erscheinen von Branca's epochemachendem Werke über die Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb nahmen, mit wenigen Ausnahmen, alle Geologen an, daß den

vulkanischen Massen keine Eigenkraft zuzuschreiben sei; man erklärte mit Charles Lyell die Entstehung der Calderen durch die Erosion, erkannte nur Aufschüttungskrater an und übersah dabei vollkommen, daß das Herausheben ungeheurer, oft mehrere tausend Meter mächtiger Lavamassen doch den Beweis für eine außerordentlich große Eigenkraft des vulkanischen Magmas bildet. Allerdings hat man zeitweise auch angenommen, daß selbst dieser Austritt der Lavamassen durch einen von außerhalb kommenden Druck — Einsinken von Schollen des Sedimentärgebirges, seitliche Auffaltung etc. — hervorgebracht werde. Bisher hat man den Beweis für die Hypothese nicht geliefert und es dürfte auch schwer halten, ihn für so ausgedehnte vulkanische Zonen, wie z. B. Mexiko eine darstellt, zu erbringen, um so mehr, als man z. T. direkt nachweisen kann, daß solche Masseneruptionen viel jünger oder auch viel älter als die Faltungen sind. Die Wandlung in unseren Anschauungen begann damit, daß Geikie, Branca, Bücking u. a. m. zeigten, daß vulkanische Ausbrüche unabhängig von präexistierenden Falten sein können, damit war eine Eigenkraft der vulkanischen Magmen konstatiert; später zeigten Branca und Fraas, daß vulkanische Kräfte kleine Überschiebungen hervorrufen können, sie bestätigten die Anschauungen, welche zuerst Gilbert bei der Beschreibung seiner Lakkolithen ausgesprochen hatte. Neuerdings haben Burckhardt und Verf. gezeigt, daß in Mexiko Intrusivmassen ziemlich mächtige Faltungen und Brüche verursachen können.

Daß Ergußgesteine ebenfalls hebend wirken können, hat uns Volz[1] gezeigt. Er hat konstatiert, daß der Porphyrit der Insel Pulo Laut die Eocänschichten an seinen Rändern stark emporgehoben hat (bis zu einem Einfallen von 38°); das Streichen dieser Eocänablagerungen ist im ganzen mehr oder weniger parallel zur Randlinie des Porphyrits. Volz zitiert auch weitere Beispiele solcher Hebungen von den nördlich von Pulo Laut gelegenen kleineren Inseln, wobei er sich auf die Untersuchungen von Hooze stützt.

[1] Volz, Die Insel Pulo Laut bei SO.-Borneo als Beispiel einer Hebung durch einen Massenerguß. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XX. 1905. p. 354—364.

Mittlerweile war auch der leider zu früh verstorbene W. v. Knebel[1] zu der Anschauung gelangt, daß die Calderen der Inseln Palma und Gran Canaria wahrscheinlich echte Hebungskrater darstellen. Damit sind wir zur Lehre Leopold v. Buch's zurückgekehrt. Auf den vorhergehenden Seiten habe ich zu zeigen versucht, daß vulkanischer Druck auch Faltungszonen hervorrufen kann, die sich von denen, welche durch orogenetische Bewegungen erzeugt wurden, an und für sich nicht unterscheiden; damit wäre auch die Anschauung der Nachfolger v. Buch's über die Entstehung von Faltengebirgen durch „plutonische Revolutionen" in gewissem, wenn auch beschränktem Maße bestätigt. Daß die Umwandlung der Anschauungen sich noch nicht bei allen Geologen vollzogen hat, die sich mit dem Studium der Vulkane beschäftigen, ist leicht erklärlich; wohl keiner von uns hat sich ohne einen gewissen Kampf von den älteren Anschauungen abgewandt; aber die größere Zahl der Vulkanologen hat mit den Ideen Scrope's und Lyell's wenigstens z. T. gebrochen; wir wollen hoffen, daß wir nun nicht in das andere Extrem geraten, d. h. daß wir dem Vulkanismus eine zu große Bedeutung zumessen; gerade das Schicksal der Theorien v. Buch's und Humboldt's sollte uns zur Warnung dienen.

[1] W. v. Knebel, Studien zur Oberflächengestaltung der Inseln Palma und Ferro. Globus. 1906. **90**. No. 20.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

5. Sanidin vom Leilenkopf bei Niederlützingen.

Von

R. Brauns in Bonn.

Mit 1 Textfigur.

Über Sanidinauswürflinge aus dem Schlackenagglomerat des Leilenkopfs haben, soviel ich feststellen konnte, G. vom Rath und Chr. E. Weiss die ersten Mitteilungen gemacht. G. vom Rath[1] gibt an, daß den Schlacken einzelne, zuweilen über faustdicke, kristallinische Stücke glasigen Feldspats beigemengt seien, deren Oberfläche meist ein geflossenes Aussehen zeige. Weiss[2] hat den zu seinen optischen Untersuchungen benutzten Sanidin vom Leilenkopf von G. vom Rath erhalten und hat an ihm bestimmt: „Ebene der optischen Achsen parallel M; Achsenwinkel mäßig, $\delta_\varrho = 11$, $\delta_v = 11{,}5$—12 mm[3]; analog und em-

[1] G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **12**. 30. 1860.

[2] Ch. E. Weiss, Beiträge zur Kenntnis der Feldspatbildung etc. Preisschrift. Haarlem 1866. p. 95.

[3] Diese Zahlen geben die geringste Entfernung der Hyperbeln an, gemessen mit einem in Millimeter geteilten Maßstab auf Glas im Nörrembergʼschen Polarisationsinstrument. Zum Vergleich wird u. a. angegeben, daß für Aragonit $\delta_\varrho = 7$ mm gemessen wurde. Da für Aragonit $2E = 30^0\,40'$ (C) ist, hätte der Sanidin vom Leilenkopf einen noch erheblich größeren Achsenwinkel, was mit meinen Beobachtungen übereinstimmt. $\delta_\varrho = 11$ mm wird auch als Achsenwinkel für Titanit angegeben, der Fundort des Titanits aber nicht genannt; für den vom Schwarzenstein im Zillertal ist $2E = 51^0$ (Li).

pfindlich. Negativ; $\varrho < v$. Auch hier ist starke Glühung offenbar."

Außer diesem hat Weiss noch Sanidinauswürflinge oder Einschlüsse untersucht aus vulkanischer Schlacke vom Südabhang des Ettringer Bellerbergs bei Mayen, aus der Lava von Niedermendig (oder Mayen?), aus der Nephelin-Melilith-Lava vom Herchenberg, aus vulkanischer Schlacke von der Papenkaule bei Gerolstein, aus dem Leucittuff von Wehr nahe der Kappiger Ley und aus den augitischen Tuffen von Hohenfels, nördlich Gerolstein. Den Sanidin vom Ettringer Bellerberg hat Weiss selbst gefunden, als einziges kleines Stück mit nur 8 mm der größten Dimension. Seitdem ist meines Wissens hier kein isolierter Sanidin, wohl aber Sanidinit mit verhältnismäßig großen Sanidinkristallen[1] gefunden worden, und es ist wohl möglich, daß der Sanidin von Weiss auch aus Sanidinit stammt. Den Sanidin aus der Lava von Niedermendig hat Weiss nicht an Ort und Stelle gefunden, sondern in Steinen von hier, die bei Saarbrücken verwendet wurden. Mir liegt ein in der Lava eingeschlossener Sanidin von Niedermendig vor, so daß dies Vorkommen feststeht; von den ebenfalls in der Lava enthaltenen Einschlüssen gestreiften Feldspats unterscheidet sich der Sanidin schon durch seine große Klarheit. Den Sanidin vom Herchenberg hat Weiss von G. vom Rath erhalten, der ihn selbst gesammelt hatte[2], und zwar mehrere Stücke, deren Dimensionen bis Faustgröße gehen. Im hiesigen Museum ist Sanidin von diesem Fundort auffallenderweise nicht vertreten. Weiss gibt an, daß manche Stücke von hier eine licht rauchige Färbung haben; dies hätten sie dann mit dem Sanidin vom Leilenkopf gemein.

In den basaltischen Schlacken des Leilenkopfs dagegen

[1] W. Schottler, Der Ettringer Bellerberg etc. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 1897. p. 618 u. Diss. Gießen. p. 65.

[2] G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiet des Niederrheins. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **12**. 1860. p. 31. „Die Lava des Ganges (am Herchenberg) schließt große Stücke glasigen Feldspats ein; ich schlug vor kurzem ein solches von Faustgröße heraus." Dies Vorkommen muß ganz vereinzelt gewesen sein, denn seit dieser Zeit ist nichts wieder darüber bekannt geworden. Auch ein so ausgezeichneter Sammler wie Lehrer Jacobs hat, wie er mir mitteilt, in dem Lavagang am Herchenberg niemals Sanidin gefunden, wohl aber in den losen Schlacken dieses Berges.

kommt Sanidin verhältnismäßig recht häufig vor, trotzdem wird er von A. Dannenberg, welcher dem Leilenkopf eine besondere Abhandlung gewidmet hat[1], nicht erwähnt. In anderen Abhandlungen über Mineralien oder Gesteine aus dieser Gegend[2] habe ich nichts Neues darüber gefunden.

Mir liegen über 20 Sanidinstücke vom Leilenkopf vor; zwei gehören der alten Universitätssammlung an, die anderen habe ich vor kurzem dazu erworben. Von den Sanidinauswürflingen der anderen Fundorte im Gebiete des Laacher Sees (Altenberg bei Rieden, Kappiger Ley, Gänsehals zwischen Bell und Wehr, Weibern) und der Eifel (Betteldorf, Rockeskyll unfern Daun) unterscheiden sich die vom Leilenkopf durch eine mehr ins Braune gehende, dem Rauchquarz ähnliche Farbe, größere Homogenität des Innern und das Vorkommen von Bavenoer Zwillingen. Zwillinge irgendwelcher Art sind aber von den Sanidinauswürflingen des ganzen Gebietes bis jetzt nicht bekannt geworden. Alle Sanidinbomben vom Leilenkopf sind stark angeschmolzen, hierdurch mehr oder weniger gerundet und an der Oberfläche mit kleinen napfförmigen Vertiefungen bedeckt. Nur zwei Stücke hatten eckige Form, die auf prismatische Umgrenzung (∞P, ∞P∞) gedeutet werden kann; ein anderer, noch vom Tuff umhüllter Sanidin zeigt auf der freiliegenden Seite eine starke federförmige Streifung, die nur durch Zwillingsverwachsung nach dem Manebacher Gesetz zustande kommen kann; die Bruchfläche ist aber zu uneben, als daß sich dies mit der gleichen Sicherheit feststellen ließe, wie bei dem nachher zu erwähnenden Manebacher Zwilling von Wehr.

Der eine große Sanidin aus der alten Universitätssammlung ist ca. 5 cm lang und bis zu $2\frac{1}{2}$ cm breit, birnförmig, und bildet das Innere einer basaltischen schwarzen Bombe, die ihrerseits einen Bestandteil des festen Basalttuffs bildet. Nach Ausweis der alten Etikette stammt dieses Stück von der „Höhe“ bei Niederlützingen, das ist die flache Erhebung, an der nach Dannenberg (l. c. p. 101) fester Basalttuff an-

[1] A. Dannenberg, Der Leilenkopf, ein Aschenvulkan des Laacher Seegebietes. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1891. p. 99. Berlin 1892.

[2] A. Putsch, Die Mineralien der Eifel und der angrenzenden Gebiete. Diss. Aachen 1905.

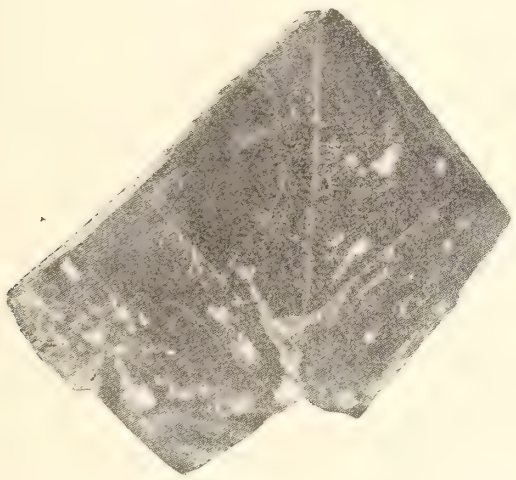
steht, während der Leilenkopf im engeren Sinn aus losen Auswürflingen — Sand, Asche, Lapilli — besteht. Beide Erhebungen bilden in ihrem geologischen Bau ein zusammengehöriges Ganze, das allgemein als der Leilenkopf bezeichnet wird; die „Höhe" ist also nur ein Teil des Leilenkopfs und sie besonders ist der Fundort der in Rede stehenden Sanidinauswürflinge. Auch das zweite Stück der alten Sammlung ist ein Sanidin, der im festen Basalttuff steckt, im Gegensatz zu dem vorhergehenden frei, nicht erst von Basalt umwickelt. Es hat Faustgröße, ist gerundet und besonders an einer Stelle stark angeschmolzen und mit flachen Vertiefungen dicht bedeckt.

Von den neu erworbenen Sanidinstücken haben die beiden größten fast gleiches Gewicht, das eine wiegt 765 g, das andere 760 g; an diesem hängt noch fester Basalttuff, während das andere frei davon ist. Sie sind gerundet und besitzen im ganzen die Gestalt einer großen Kartoffel; das größere hat dazu eine mehr ebene Fläche, die nicht einer der Spaltflächen parallel geht und eine alte, später wieder etwas angeschmolzene Trennungsfläche zu sein scheint; im übrigen ist dieses Stück unverletzt. Das andere ist angeschlagen und zeigt frische Spaltflächen nach P und M. Kristallflächen haben beide nicht; ihr Inneres ist klar, homogen, die Farbe die von Rauchquarz.

Neben diesen großen Sanidineinschlüssen liegen mir viele kleinere vom Leilenkopf vor, der kleinste hat die Größe und Form einer Olive und ist bei brauner Farbe ebenfalls klar durchsichtig. Sie liegen entweder direkt im Tuff oder sind von einer bis zu $1\frac{1}{2}$ cm dicken Rinde blauschwarzer basaltischer Schlacke umgeben, wie z. B. die Schiefer in den Bomben des Nickenicher Weinbergs. Zwischen dem immer stark angeschmolzenen Sanidin und der Rinde liegt oft eine trübe Zone aufgeblähter Masse, offenbar zu Glas geschmolzener Sanidin, in die später Aragonit und Zeolithe infiltriert sind.

Unter diesen kleineren Einschlüssen nehmen zwei unser besonderes Interesse in Anspruch, indem sie beide Bavenoer Zwillinge sind. Der eine liegt in festem Basalttuff, der andere ist frei davon, beide besitzen frische Bruchflächen, und es ist möglich, daß sie ursprünglich zusammengehört haben;

es läßt sich dies jetzt nicht mehr feststellen, da ihre Bruchflächen nicht aufeinander passen. Zur weiteren Untersuchung diente das von Basalttuff freie Stück, $4\frac{1}{2}$ cm hoch, 3,2 cm breit; es ist außer von gerundeten Oberflächenteilen von Spaltflächen begrenzt. Die Spaltbarkeit nach M ist nahezu ebenso vollkommen als die nach P, daher dürfte es nicht leicht sein, an Stücken, die nicht genügend bloßgelegt sind, eine Zwillingsverwachsung nach dem Bavenoer Gesetz zu erkennen. Die beiden Hauptblätterbrüche P und M stoßen unter einem Winkel von 90° zusammen, die Zwillingsgrenze setzt in diagonaler Richtung scharf durch den Kristall hindurch.



Bavenoer Zwilling des Sanidins vom Leilenkopf.

An einem abgesprengten Spaltungsstück mit glänzenden Spaltflächen habe ich den Winkel P : M zu 89° 59′ 30″, an einem anderen Spaltungsstück zu 90° 0′ 00″ gemessen. An dem Zwilling habe ich die Neigung der beiden Hauptspaltungsflächen zueinander, P : $\underline{P}$, zu 90° 44′ im Mittel gemessen, die Werte schwankten zwischen 90° 43′ 30″ und 90° 45′ 30″ (Normalenwinkel). Dieser Wert weicht von dem anderer Sanidine ab; an solchen vom Vesuv hat G. vom Rath[1] für P : $\underline{P}$ gefunden: 90° 35′, 90° 30′, 90° $28\frac{1}{2}$′, 90° 18′ und 90° $9\frac{1}{2}$′ (Normalenwinkel), während G. Rose diesen Winkel an einem Bavenoer Zwilling des Adular gar nur zu 90° 0,4′ gemessen hatte.

[1] G. vom Rath, Über die Winkel der Feldspatkristalle. Mineralog. Mitteil. Forts. VI. Pogg. Ann. **135**. 458. 1868.

An Sanidin vom Laacher See hat G. vom Rath Zwillingskristalle nach dem Bavenoer Gesetz nicht beobachtet, weder an solchem aus Laacher Trachyt, noch an solchem aus Sanidinit[1] oder den homogenen Sanidinauswürflingen der Umgebung von Rieden etc. Ein direkter Vergleich ist daher nicht möglich, dagegen lassen einfache Kristalle vom Laacher See eine größere Abweichung des Winkels n : P von 45° (135°) erkennen als die anderer Fundorte; G. vom Rath hat an einem solchen n : P zu 44° 44′ (135° 16′) gemessen, und berechnet diesen Winkel für den Laacher Sanidin zu 44° 42′ 15″ (135° 17′ 45″). Für den Sanidin vom Vesuv dagegen berechnet G. vom Rath den Winkel n : P zu 44° 51′ 39″ (135° 8′ 21″) und hat ihn gemessen zu 44° 46′ (135° 14′); nur je ein Kristall vom Laacher See (von 17) und ein Kristall vom Vesuv (von 14) hatte eine gut meßbare Fläche n. Für unseren Bavenoer Zwilling ergäbe sich aus dem gemessenen Winkel $P : \underline{P} = 90° 44'$, für n : P der Wert 44° 38′; dies würde mit dem für den Sanidin vom Laacher See gemessenen und berechneten Winkel näher übereinstimmen als mit den für den Sanidin vom Vesuv erhaltenen Werten.

Nachträglich habe ich unter den Sanidinauswürflingen, die Lehrer Jacobs bei Weibern gesammelt hat, einen gefunden, der, sonst von Bruchflächen umgeben, an einer Stelle natürliche Kristallflächen zeigte: an der Außenseite M. treppenförmig gebaut, in einer Lücke aber T, z, P, n, x und o, alle vollkommen glänzend. Nachdem diese Stelle durch Abschneiden der überragenden Bruchflächen freigelegt und die Umgebung durch Farbe zugedeckt war, war es möglich, den Winkel P : n zu messen. Die Reflexe von n waren einfach, die von P doppelt, die Messung ergab bei viermaliger Repetition übereinstimmend den Wert P : n = 44° 28′ bei Einstellung auf das eine, 44° 37′ bei Einstellung auf das andere Bild von P. Der letztere Wert würde mit dem für den Bavenoer Zwilling berechneten übereinstimmen, der erste weicht um 10 Minuten davon ab. Messungen an anderen Stellen von

[1] Am Laacher Sanidin hat G. vom Rath überhaupt keine Zwillinge nachweisen können: „Weder die im sogen. Laacher Trachyt eingewachsenen, noch die in den Sanidingesteinen ein- oder aufgewachsenen Kristalle sind bisher zu Zwillingen verwachsen gefunden worden“ (l. c. p. 462).

P und n ergaben bei einfachen Reflexen von beiden Flächen den Wert 44° 32′, was gerade dem Mittelwert der beiden vorhergehenden entspricht. Die Messungen lehren, daß der Winkel P : n bei den Sanidinauswürflingen des Laacher Seegebiets ebenso erheblich und noch stärker von dem an Kristallen anderer Vorkommnisse gemessenen Werten abweicht, wie bei den aufgewachsenen Kristallen der Sanidinite.

Dieser Kristall ist der einzige unter den Sanidinauswürflingen, an dem der Winkel P : n sicher bestimmbar ist; die Winkel der anderen Flächen, P : x oder x : o etc., konnten nicht gemessen werden, weil die Flächen sich ohne Beschädigung von P und n nicht freilegen ließen; die Fläche M war treppenförmig und gestreift, darum nicht meßbar.

Über die Form unseres Bavenoer Zwillings ist nichts weiter zu sagen; ich erlaube mir aber hier noch einige Worte einzuschalten über die an den Sanidinauswürflingen überhaupt (nicht den Sanidinkristallen der Sanidinite) beobachteten Flächen. G. vom Rath hat einen solchen Kristall aus der Krantzschen Sammlung beschrieben[1], der sich jetzt in der hiesigen Universitätssammlung befindet und nach der Krantz'schen Originaletikette von den Feldern oberhalb Wehr, das sind die Abhänge des Altenbergs zwischen Wehr und Rieden, stammt. G. vom Rath hat an ihm die Flächen T T′, M, P, x, y, o o′ und n n′ beobachtet und bemerkt, es sei eigentümlich, daß diese Kristalle gewöhnlich unsymmetrisch ausgebildet seien, indem von den Flächen der schiefen Prismen o o′ und n n′ die eine breit entwickelt sei, die andere nur schmal oder ganz fehle. In der beigegebenen Figur ist n und o nur einseitig gezeichnet, dies entspricht aber doch nicht den sonstigen Angaben G. vom Rath's und auch nicht genau der Formenausbildung des mir vorliegenden Originalkristalls; n tritt beiderseits auf, nur ist die linke Fläche breiter als die rechte; o ist links mit einer breiten Fläche entwickelt, rechts ist der Kristall verletzt, aus der drusigen Fläche x aber ragen hier und da Flächenteile etwas höher hervor, und an diesen tritt o immer beiderseits auf. Von dem Vertikalprisma T ist nur ein kleiner Teil vorhanden, weil der Kristall

[1] G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 16. 77. 1864.

verletzt ist; an einer Stelle liegt ein Flächenstück von P erheblich tiefer als die Hauptfläche, und hier sind die Flächen der Prismenzone besser erhalten; die Kante TM ist noch durch z abgestumpft, was G. vom Rath nicht angibt, die Fläche ist aber doch ungefähr 2 mm breit. Auch die Kante zwischen x und y ist schmal abgestumpft, vielleicht durch $r = \frac{4}{5}P\bar{\infty}$ ($\bar{4}03$), aber dies läßt sich nicht genau bestimmen, weil der Kristall wegen seiner Größe nicht auf dem Reflexionsgoniometer gemessen werden kann. Nach Messung mit dem Anlegegoniometer könnte es wohl diese Fläche sein, sie ist aber zu schmal, als daß es sich sicher feststellen ließe. Die Maße dieses Kristalls sind 65 mm in der Richtung der Achse c, 60 mm in der Richtung der Achse a und 33 mm in der Richtung der Achse b. Außer x ist auch n matt und drusig, die übrigen Flächen sind eben, aber doch bei weitem nicht so glänzend wie an dem Kristall von Weibern. Es ist der schönste und bei weitem größte Kristall, der unter den losen Auswürflingen je gefunden worden ist.

Das Prisma z tritt außer an dem oben beschriebenen Kristall von Weibern und diesem großen Kristall von Wehr an zwei kleineren auf, die ebenfalls von den Feldern oberhalb Wehr stammen und sich in der hiesigen Universitätssammlung befinden. Der eine mißt in der Richtung der Achse a 13 mm, der Achse b 5 mm und der Achse c 7 mm; die vordere Hälfte des Kristalls ist wasserklar durchsichtig, die hintere rissig und trüb; hier ist der Kristall abgebrochen, während an der vorderen Seite die Prismenflächen gut entwickelt sind; er ist begrenzt von $T = \infty P$ (110), $z = \infty P3$ (130), $M = \infty P\infty$ (010), $P = 0P$ (001) und $y = 2P\infty$ ($\bar{2}01$). P ist nur als Spaltfläche vorhanden, die Flächen von T sind gerundet, y ist drusig, M und z sind eben. Es wurde gemessen: $M : z = 29^0\,44'$, $P : y = 80^0\,25'$. G. vom Rath berechnet für den Sanidin der Laacher Sanidinite $M : z = 29^0\,46'\,4''$, und $P : y = 80^0\,30'\,58''$. (An einer freigelegten Stelle eines Sanidins von Weibern, einem anderen als vorher, an dem nur die Prismenzone ausgebildet war, habe ich gemessen: $M : z = 29^0\,25'$, $z : T = 30^0\,8'$, $M : T = 59^0\,33'$ [G. vom Rath $= 59^0\,46'$ ber.]. Der Reflex von z war verschwommen, der von M und T aber scharf und einfach.)

Der zweite, ein wenig größere Kristall von Wehr zeigte dieselben Flächen, mit Ausnahme von y; aber auch hier ist P Spaltfläche, so daß eine etwa früher vorhanden gewesene Fläche y durch Abspaltung verschwunden sein könnte; die Flächen P und M herrschen entschieden vor, der Kristall ist nach der Achse a gestreckt; die Maße sind in der Richtung der Achse a 17 mm, der Achse b 10 mm, der Achse c ebenfalls 10 mm. Auf der einen Fläche M ist ein Teil abgespalten und hier tritt eine in der Mittellinie zusammenstoßende Streifung auf, die parallel zur Kante der Vertikalprismen verläuft, der Kristall ist hiernach ein Manebacher Zwilling. Das Prisma T und z ist nur in der oberen Hälfte und nur vorne vorhanden, die untere Hälfte und hintere Seite ist verstoßen, aber auch hier deutet der Verlauf der Streifen die Zwillingsverwachsung nach dem Manebacher Gesetz an. Der Kristall ist trüb, wird auch in Monobromnaphthalin nicht durchsichtig, optische Bestimmungen konnten daher an ihm nicht angestellt werden und zur Anfertigung eines orientierten Schnittes wollte ich diesen bis jetzt einzigen Kristall nicht opfern. Die Zwillingsverwachsung ist aber so ausgeprägt, daß mein Assistent E. Wildschrey, dem ich den Kristall vorgelegt hatte, ohne etwas Weiteres dazu zu sagen, ihn sogleich als einen Manebacher Zwilling erkannt hat.

Diese drei Kristalle stammen alle aus der näheren Umgebung von Wehr, die beiden anderen von Weibern im Laacher Seegebiet; an den Sanidinauswürflingen der Umgebung von Hohenfels in der Eifel scheinen Kristallflächen noch seltener zu sein. Groth[1] erwähnt einen solchen Sanidin mit teilweise erhaltenen Flächen von Dockweiler mit den Flächen T, M und P als Spaltungsflächen, x, y, o.

Bezüglich der Formenausbildung der Sanidinauswürflinge ist demnach festgestellt, daß die Flächen M, T, z, P, x, y, n und o auftreten, unsicher r, und daß Zwillinge nach dem Bavenoer und dem Manebacher Gesetz vorkommen; solche nach dem Karlsbader Gesetz sind an den losen Auswürflingen bis jetzt nicht be-

[1] P. Groth, Die Mineraliensammlung der Kaiser Wilhelms-Universität Straßburg. 1878. p. 245.

obachtet. (Kommen dagegen bei eingewachsenem Sanidin in den Laacher Trachyten und Sanidiniten vor[1].)

Im ganzen sind Sanidinauswürflinge mit Kristallflächen selten; die Angabe von A. Putsch (l. c. p. 101), daß im Leucittuff der Kappiger Ley bei Rieden rundum ausgebildete große Sanidinkristalle sehr häufig seien, kann ich nicht bestätigen. Worauf er seine Angabe stützt, ist aus dem Text leider nicht zu ersehen; einen rundum ausgebildeten Sanidinkristall habe ich unter den Auswürflingen überhaupt nicht gesehen, alle sind wenigstens an einer Stelle verletzt wie Kristalle, welche aufgewachsen gewesen waren. Aber auch solche Kristalle wie die hier beschriebenen muß ich als sehr selten bezeichnen, bessere als diese habe ich überhaupt nicht gesehen, weder in der Sammlung des Herrn G. Seligmann, noch in der des naturhistorischen Vereins. Das beste, was ich hier gesehen habe, war ein großes (12 : 7 cm) unregelmäßiges Bruchstück von Weibern, das gewissermaßen aus vielen kleineren, parallel verwachsenen Kristallen aufgebaut war; da, wo die Einzelkristalle sich nicht vollkommen berühren, sind Kristallflächen vorhanden, T, M, z, P und x, die Umgrenzung des Ganzen aber ist unregelmäßig, nur die Spaltungsflächen sind eben. Noch mehrere solche Stücke von Weibern, an denen an einer Stelle Flächen der Prismenzone, auch eines, an dem nur P und x vorhanden waren, liegen mir vor, aber kein ringsum ausgebildeter Kristall, weder von Weibern, noch von der Kappiger Ley bei Rieden. Ich möchte daher glauben, daß sich die Angabe von Putsch auf (mikroskopisch) kleine eingewachsene Kristalle bezieht.

Zur optischen Untersuchung habe ich durch Steeg und Reuter aus dem Bavenoer Zwilling von dem Leilenkopf zwei Präparate senkrecht zur ersten Mittellinie herstellen lassen; das eine ist der klarsten Stelle entnommen, ohne daß die Zwillingsgrenze getroffen wäre, das andere ist zugleich senkrecht zur Zwillingsebene und läßt mit bloßem Auge die Zwillingsnaht deutlich erkennen. Die Substanz ist ideal rein, das erstere Präparat auch frei von Rissen und läßt u. d. M.

[1] W. Bruhns, Die Auswürflinge des Laacher Sees etc. Verhandl. des naturhist. Vereins. 48. 290. Bonn 1892.

überhaupt nichts erkennen, das andere ist von Rissen durchzogen, sonst aber ebenfalls durchaus rein. Die Präparate zeigen geneigte Dispersion, $\varrho < v$, der Winkel der optischen Achsen beträgt für Na-Licht 46°. Dieser bei geneigter Dispersion ungewöhnlich große Winkel dürfte mit der ungewöhnlich starken Erhitzung der Kristalle, welche durch die Anschmelzung angezeigt wird, in direkter Beziehung stehen. In dem zweiten Präparat ist die Ebene der optischen Achsen in der einen Hälfte senkrecht zu der in der anderen, der Achsenwinkel ist in beiden Hälften gleich groß (46°); es ist ein ganz ausgezeichnetes Präparat, um die Lage der optischen Achsenebenen in einem Bavenoer Zwilling zu demonstrieren, ausgezeichnet durch seine Klarheit und die günstige Größe des optischen Achsenwinkels in den beiden zum Zwilling vereinigten Teilen.

Um zu prüfen, ob etwa dieser große Achsenwinkel durch Erhitzen noch eine Änderung erleide, wurde ein Präparat in einem elektrisch geheizten Tiegelofen eine Stunde lang auf 1000° erhitzt und langsam gekühlt; es hatte hierdurch seine braune Farbe verloren, eine merkbare Änderung des Achsenwinkels war aber nicht eingetreten.

Die auch schon bei geringerer Temperatur eintretende Entfärbung legt die Vermutung nahe, daß der Sanidin nicht dauernd braun gewesen sei; nach Analogie mit Rauchquarz wäre es möglich, daß Radiumemanationen die Färbung verursacht haben; ich habe zurzeit leider kein Radiumpräparat zur Verfügung, um dieser Frage weiter nachgehen zu können.

Da die im festen basaltischen Tuff vorkommenden Sanidinauswürflinge rauchbraun, die lose auf den Feldern gefundenen aber heller bis farblos[1] sind, liegt es nahe, anzunehmen, daß die letzteren ausgebleicht sind, sei es durch die starke Erhitzung bei der Eruption, sei es durch die Sonnenbestrahlung etc. Da sie, nach ihren optischen Eigenschaften

[1] Den klarsten Sanidin, den ich je gesehen habe, vollkommen wasserhell, hat meine Tochter im Rheingeschiebe gefunden. Er ist abgerollt, in der Mitte aber durchgebrochen, und die Spaltbarkeit läßt ihn ohne weiteres als Sanidin erkennen. Das spezifische Gewicht habe ich zu 2,572 bestimmt. Denselben Wert (2,573) gibt V. Goldschmidt für den Sanidin von Wehr an (dies. Jahrb. Beil.-Bd. I. 205).

zu schließen, sicher nicht stärker erhitzt waren als die vom Leilenkopf, müßte man für den ersteren Fall weiter annehmen, daß bei ihnen die Bedingungen, unter denen sie nachträglich hätten braun gefärbt werden können, nicht erfüllt waren.

Die Untersuchung von Dünnschliffen des Sanidins vom Leilenkopf bot nichts Besonderes. In einem parallel zu M geschliffenen Dünnschliff wurde die Auslöschungsschiefe gegen die sehr geradlinigen Spaltrisse parallel P zu 5^0 gemessen. Der Sanidin ist außerordentlich rein, nichts, was als primärer Einschluß zu deuten gewesen wäre, wurde gefunden. An dem umschließenden Basalt haftet er so gut wie gar nicht; es gelingt wohl, einen Dünnschliff, der zugleich den Basalt und Sanidin trifft, herzustellen, aber beide liegen da unverbunden nebeneinander, etwa vorhanden gewesene Schmelzmasse wäre ausgebrochen, nur spärlicher Aragonit und ein schwach doppelbrechender, in radialfaserigen Aggregaten von optisch positivem Charakter ausgebildeter Zeolith hat sich zwischen Sanidin und Schlacke angesiedelt und ist in reichlicher Menge in dem Tuff selbst enthalten, das Bindemittel der Schlackenteilchen bildend.

Das spezifische Gewicht des Sanidins vom Leilenkopf habe ich zu 2,57 bestimmt. Die chemische Zusammensetzung ist nach einer im chemischen Universitätslaboratorium durch cand. chem. M. Lubinski unter Leitung von Herrn Prof. Rimbach ausgeführten Analyse (unter I):

	I.	II.
SiO_2	63,89	64,55
Al_2O_3	20,66	19,20
BaO	0,94	1,34
Na_2O	2,22	3,13
K_2O	12,60	11,61
Eisen	Spur	—
H_2O	—	0,17
	100,31	100,00

Das Eisen, das deutlich nachgewiesen werden kann, ist nicht etwa in irgend einem Einschluß enthalten, stammt auch nicht, wovon ich mich besonders überzeugt habe, von Eisengerätschaften her, sondern steckt im Feldspat. Ob es an dessen Färbung beteiligt ist, wage ich nicht zu entscheiden.

Die Zusammensetzung stimmt mit der des Sanidins von Wehr (unter II[1]) nahe überein und unterscheidet sich von der des Sanidins aus dem Sanidinit vom Laacher See wesentlich durch den geringeren Natrongehalt, wie überhaupt der Natrongehalt bei diesem größer ist (4,29 %, 6,77 %, 6,94 % Na_2O in Sanidin vom Laacher See; vergl. Hintze, Handbuch. p. 1408) als der in den losen Sanidinen aus der Eifel (1,18 %, 4,79 %, 4,41 % und 4,93 % Na_2O in Sanidin von Rockeskyll bei Daun; ebenda).

In hohem Grade merkwürdig ist das geologische Vorkommen und rätselhaft die Entstehung dieser Sanidine. Aus dem engeren Gebiete des Laacher Sees, in dem Sanidinite so häufig sind, auch größere (in der Richtung der Achsen a und c über 3 cm lange und 1 cm dicke), unregelmäßig begrenzte klare Sanidine im Trachyt eingewachsen vorkommen, ist bis jetzt kein loser Sanidinauswürfling bekannt geworden[2], dagegen finden sie sich in dem Gebiete der Leucitphonolithtuffe der Umgebung von Rieden, Wehr und Weibern, die älter sind als die Trachyttuffe des Laacher Sees, ferner in dem Basalttuff des Leilenkopfs und Herchenbergs und auf den Feldern in der Umgebung von Betteldorf und Rockeskyll in der Eifel.

In den Leucitphonolithen selbst ist Sanidin ein nie fehlender, aber meist stark zurücktretender Gemengteil, und in diesen kommt er auch nicht selten in Bavenoer Zwillingen

---

[1] Lemberg, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **35**. 604. 1883. Es ist aus den Angaben nicht zu ersehen, welcher Bestandteil indirekt ermittelt worden ist.

[2] Th. Wolf sagt in bezug auf sie ausdrücklich, sie gehören nicht zu den Laacher Auswürflingen: „Die großen Sanidine (bis faustgroße Kristallbruchstücke und sehr selten ganz ausgebildete Kristalle) vom Gänsehals zwischen Bell und Wehr, welche durch die optischen Untersuchungen von Des Cloizeaux und neuerdings die von Weiss so bekannt geworden sind, gehören nicht zu den Laacher Auswürflingen und seien hier nur vorübergehend erwähnt. Ihre Fundstelle ist der Leucittuff, besonders der schwärzliche am Gänsehals. Diese meist unsymmetrischen Kristalle hat bereits vom Rath beschrieben und abgebildet. Die Stücke zeigen äußerlich gewöhnlich keine Spur von Gluteinwirkung und die Abrundung der Kristallkanten scheint mir von ähnlichen Versuchen wie bei den Geschieben herzurühren; dagegen sind ähnliche Sanidinstücke aus den Rapillischichten des Leilenkopfes bei Nieder-Lützingen und anderen Orten an ihrer Oberfläche deutlich angeschmolzen.“ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **20**. 5. 1868.

vor; einen solchen aus dem Leucitophyr vom Engler Kopf bei Rieden bildet u. a. Rosenbusch in der mikroskopischen Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien (vierte Aufl. 1. 2) auf Taf. IX Fig. 5 ab; eingewachsene, durch ihren Bau sehr interessante Bavenoer Zwillinge aus dem Leucitophyr vom Selberg bei Rieden hat schon im Jahre 1866 Chr. E. Weiss (l. c. p. 72—74) beschrieben. Karlsbader Zwillinge erwähnt Busz[1] aus dem Leucitphonolith zwischen Rieden und der Kappiger Ley.

Der Basalt dagegen, aus dem der Tuff des Leilenkopfs besteht, enthält keinen Sanidin, auch keinen Plagioklas, es ist nach Dannenberg's Untersuchung ein hauynreicher Nephelinbasalt, der oft Melilith führt. In diesem basischen Gestein sind die Sanidinauswürflinge sicher Fremdlinge.

Der Sanidin aus der Gegend von Betteldorf ist nach einer Angabe von J. Roth[2] in sehr seltenen Stücken von einer Hülle aus hornblendehaltigem Trachyt umgeben; Roth nimmt daher an, daß die Sanidine auf diesen Trachyt zu beziehen seien, und v. Dechen stimmt ihm bei[3], indem er darauf hinweist, daß der Trachyt in der Eifel ähnliche, z. T. rundliche, stets einfache Sanidinkristalle bis zu 8,84 cm Länge enthalte.

Der Sanidin im Eifeler Trachyt bildet meist einfache Kristalle; Zwillinge sind so selten, daß ältere Beobachter dies als eine besondere Eigentümlichkeit der Eifeler Trachyte hervorheben, sie fehlen aber doch nicht völlig. So kommen in dem Trachyt vom Kitzenweiher südlich von Reimerath flache Karlsbader Zwillinge vor, wie im Siebengebirge — eine Ausnahme von der Regel, wie v. Dechen sagt. In dem Trachyt vom Frohnfeld bei Kelberg bilden nach K. Vogelsang[4] rechtwinkelig säulenförmige Sanidinkristalle Zwillinge nach dem Manebacher und nach dem Karlsbader Gesetz, und auch

---

[1] K. Busz, Die Leucit-Phonolithe und deren Tuffe in dem Gebiete des Laacher Sees. Verh. des naturhist. Vereins. **48**. 242. 1892.

[2] E. Mitscherlich, Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel; herausgegeben von J. Roth. 1865. p. 31.

[3] Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel. 2. Aufl. p. 118. 1886.

[4] K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine der hohen Eifel. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **42**. 5. 1890.

durch M tafelförmige Karlsbader Zwillinge kommen nach ihm in diesem Trachyt vor. Mir liegt von diesem Fundort ein Manebacher Zwilling vor (aus der Sammlung des Herrn Oberpostdirektors Schwerd in Coblenz stammend), begrenzt von M = ∞P∞ (010), P = 0P (001), o = P ($\bar{1}$11) und sehr schmal n = 2P∞ (021). Den Winkel von o ($\bar{1}$11) : o (1$\bar{1}$1) habe ich mit dem Anlegegoniometer zu 127° gemessen. Die vordere Ecke ist verstoßen, ebenso ist der hintere Teil nur von Bruchflächen begrenzt. Im Gegensatz zu den Sanidinauswürflingen sind diese im Trachyt eingewachsenen Kristalle trüb und rissig, ganz in der Art wie die bekannten Sanidinkristalle aus dem Siebengebirge. Die Spaltbarkeit nach P und M ist, wie schon K. Vogelsang hervorhebt, nur unvollkommen entwickelt, um so vollkommener eine Ablösung nach einer rauhen unebenen Fläche, welche annähernd dem Orthopinakoid entspricht. Sehr vollkommen ist, im Gegensatz zu diesen eingewachsenen Sanidinkristallen, die Spaltbarkeit nach P und M bei den losen Auswürflingen von Sanidin entwickelt, wie schon im Anfang hervorgehoben.

Die Heimat der Sanidinauswürflinge ist gewiß nicht in den Leucitphonolithen zu suchen, denn sie kommen auch außerhalb dieses Gebiets bei Betteldorf in der Eifel und am Leilenkopf vor. Wenn der Sanidin in der Mühlsteinlava von Niedermendig die gleiche Herkunft hat wie die losen Sanidinauswürflinge, dann wäre der Sanidin überhaupt älter als die Leucitphonolithe, da die Mühlsteinlava älter ist als diese. Die basaltische Mühlsteinlava aber wird man ebensowenig als ihr Muttergestein ansprechen, als die Schlackentuffe des Leilenkopfs. Bliebe der Trachyt als Muttergestein übrig, aber nur ein einzig Mal hat man Sanidin mit anhängendem Trachyt gefunden; aber auch, wenn mehr derartige Stücke gefunden wären, wären sie für den Ursprung nicht beweisend, denn warum sollte Sanidin als Fremdling in der Nähe von Trachyt nicht ebensogut von diesem umwickelt sein als von dem Nephelinbasalt des Leilenkopfs? Zudem haben die in dem Trachyt zweifellos eingewachsenen Sanidinkristalle, wie eben angegeben, eine ganz andere Beschaffenheit, und da, wo Trachytauswürflinge häufig sind, wie rings um den Laacher See, fehlen die Sanidinauswürflinge.

Wenn man dies alles berücksichtigt, ferner die Tatsache, daß unter den eingewachsenen Zwillingen von Sanidin die Karlsbader vorherrschen, unter den aufgewachsenen die Bavenoer, daß unter den Sanidinauswürflingen wohl Bavenoer und Manebacher Zwillinge gefunden sind, aber noch kein einziger Karlsbader, daß sie immer wenigstens an einer, und zwar der der best umgrenzten Seite entgegengesetzten Stelle verletzt sind[1], daß die Sanidinauswürflinge keine Spur irgend eines Einschlusses enthalten, während die im Trachyt eingewachsenen Kristalle reich daran sind, wenn man den durch G. vom Rath beschriebenen Kristall der Bonner Sammlung betrachtet und sieht, daß er von denselben Flächen umschlossen ist wie die aufgewachsenen Kristalle vom Laacher See[2] (mit Ausnahme der seltenen Fläche k), daß seine Flächen glänzend sind, nur die von x drusig, daß die Flächen keine Spur irgend eines Eindrucks eines anderen Kristalls aufweisen, daß in den von primären Flächen umschlossenen Vertiefungen auf den Schiefendflächen keine Spur von Gesteinsmasse sitzt, sicher auch niemals gesessen hat, so wird man die von G. vom Rath aufgeworfene Frage: „ob aufgewachsen in Drusen, oder einen äußerst grobkörnigen Trachyt konstituierend?“ für die Kristalle unter den Sanidinauswürflingen kaum anders als „aufgewachsen in Drusen“ beantworten können. Die Sanidinauswürflinge, besonders die Kristalle darunter, geben uns Kunde von Vorkommen in der Tiefe, für die wir an der Erdoberfläche kein Analogon haben, da die Auswürflinge durch ihre Größe alles weit übertreffen, was uns sonst von aufgewachsenen Sanidinkristallen bekannt ist, und in ihrer idealen Reinheit kaum von anderen aufgewachsenen, aber niemals von eingewachsenen Sanidinkristallen erreicht werden; in dieser Beziehung stehen sie Adular am nächsten.

Das Ergebnis der vorstehenden Betrachtungen fasse ich in die folgenden Sätze zusammen:

---

[1] Die losen Sanidinkristalle, welche sich im Tuff des Siebengebirges finden (z. B. am sogen. Langenbergshäuschen; Laspeyres, Siebengeb. p. 358), sind ringsum ausgebildet; diese Kristalle aber waren im Trachyt eingewachsen und sind erst bei der Eruption isoliert worden.

[2] G. vom Rath, Pogg. Ann. **35**. Fig. 6 auf Taf. V.

1. Es läßt sich nicht nachweisen, daß die losen Sanidinauswürflinge mit einem der an der Oberfläche anstehenden Gesteine ihrer Entstehung nach in Beziehung stehen.
2. Es ist wahrscheinlich, daß der Sanidin sich in der Tiefe gebildet hat, und die Kristalle aufgewachsen gewesen waren.
3. Die Sanidinauswürflinge finden sich in Tuffen, deren Massen während der Diluvialzeit von den Vulkanen ausgeworfen sind.
4. Den jüngsten Tuffen, den jungdiluvialen Trachyttuffen des Laacher Sees, fehlen die losen Sanidinauswürflinge; sie sind auf die Tuffe der Leucitphonolithe und Leucit-Nephelinbasalte beschränkt.

Ueber Zunahme der Plastizität bei Kristallen durch Erhöhung der Temperatur.

Erste Mitteilung: Beobachtungen an Steinsalz.

Von

L. Milch in Greifswald.

Mit Taf. XI.

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen über die Zunahme der Plastizität kristallisierter Substanzen durch erhöhten Druck und erhöhte Temperatur faßt G. Tammann im Jahre 1903 in seinem Werke „Kristallisieren und Schmelzen" in den Satz zusammen, „daß die Plastizität, die reziproke innere Reibung, eine den Kristallen eigentümliche Eigenschaft ist. Dieselbe wächst schnell mit der deformierenden Kraft und mit steigender Temperatur und erreicht bei Temperaturen in der Nähe der Schmelzkurve immer sehr erhebliche Beträge. Auch Stoffe, welche bei Temperaturen weit von ihrem Schmelzpunkt als nicht plastisch erscheinen, werden es aller Wahrscheinlichkeit nach in der Nähe ihrer Schmelzkurve" (p. 180). Berücksichtigt man mit G. Tammann den von E. Riecke geführten Nachweis (vergl. Wiedemann's Annalen. **54**. 731. 1895), „daß der Schmelzpunkt des Kristalls sowohl bei der Wirkung von komprimierenden, als auch von dilatierenden Kräften erniedrigt wird" (Annalen der Physik. 4. Folge. **7**. 214; Kristallisieren und Schmelzen p. 178), in Verbindung mit dem Satze G. Tammann's, „daß die Kurven gleicher Plastizität der Stoffe auf der pT-Ebene mit steigendem Druck zu niederen Temperaturen gehen" (N. Sla-

TOWRATSKY und G. TAMMANN, Zeitschr. phys. Chem. **53**. 341. 1905), so ergibt sich die hohe Bedeutung dieser Tatsachen für die Frage nach der Entstehung sekundärer Parallelstrukturen in verfestigten Gesteinen. Die Plastizität der Gesteinsgemengteile unterhalb der Erdoberfläche wächst nicht nur in dem Grade, wie es der Summe aus der Wirkung der erhöhten Temperatur für sich allein und der Wirkung des erhöhten Drucks für sich allein entspricht, sondern jede verstärkt die Wirkung der andern und zu beiden tritt noch die Wirkung der Schmelzpunkterniedrigung durch den Druck hinzu. Berücksichtigt man, daß mit Zunahme der Tiefe wenigstens bis zu den für die Gesteinsumformung in Betracht kommenden Tiefen Druck und Temperatur gleichzeitig zunehmen, so ergibt sich eine sehr bedeutende Zunahme der Plastizität für die Gesteinsgemengteile mit zunehmender Tiefe im Vergleich mit dem Verhalten dieser Gebilde an der Erdoberfläche.

Gegen diese Erwägungen ist ein Widerspruch nur möglich, wenn man im Gegensatz zu den Physikern, die in der Plastizität eine quantitative Eigenschaft der Stoffe erblicken (vergl. F. AUERBACH: Plastizität und Sprödigkeit, Ann. d. Phys. N. F. **45**. 277 ff. 1892; Kanon der Physik. p. 121. 1899), bestimmte Minerale für absolut spröde hält und außerdem das Verhalten dieser Minerale gegen Gestaltänderung, wie es sich bei den physikalischen Verhältnissen an der Erdoberfläche darbietet, auf die Zustände in größeren Tiefen der Erdrinde überträgt. Obgleich C. DOELTER in seiner „Physikalisch-chemischen Mineralogie“ (p. 159. Leipzig 1905) eine Erhöhung der Plastizität der Gesteine durch Erhöhung von Druck und Temperatur annimmt und ausdrücklich auf die Dynamometamorphose verweist, führt er doch, auf Angaben E. WEINSCHENK's (Centralbl. für Min. etc. 1902. p. 161) Bezug nehmend, l. c. aus: „Bei Quarz führt dagegen die geringste Einwirkung mechanischer Kräfte zur Zertrümmerung; man kann daher das Verhalten bei Marmor nicht auf den Quarz oder ein entsprechendes Gestein, wie Gneis, übertragen.“ Demgegenüber darf wohl bei der Wichtigkeit der Frage darauf hingewiesen werden, daß ein gegen WEINSCHENK's Behauptung von der „Sprödigkeit“ des Quarzes im Jahre 1904 von mir

veröffentlichter Aufsatz (Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 181—190), in dem die Häufigkeit plastisch umgeformter, kamptomorpher Quarzkörner nachgewiesen und ein besonders schönes Beispiel abgebildet und beschrieben wurde, bisher kaum Widerspruch und jedenfalls keine Widerlegung gefunden hat[1]. Der entgegengesetzte Nachweis, daß der Quarz wirklich bei der geringsten Einwirkung mechanischer Kräfte der Zertrümmerung anheimfällt, würde allerdings die Annahme dynamometamorpher Entstehung für einen großen Teil der kristallinen Schiefer mindestens sehr erschwert haben.

Es sind nun an Mineralen erfolgreiche Versuche über Zunahme der Plastizität durch sehr hohe Temperaturen (C. Doelter, Tschermak's Min. Mitt. **22**. 297 ff., spez. 298 ff., A. H. Day und P. F. Allen, Zeitschr. phys. Chem. **54**. 1 ff., spez. 33. 1906), durch hohe Drucke (F. Rinne, dies. Jahrb. 1903. I. 160 ff., 1904. I. 119 ff.) sowie durch hohen Druck bei erhöhter Temperatur (F. D. Adams und H. Nicholson, dies. Jahrb. 1902. II. -252—254-) ausgeführt worden[2]; wünschenswert erscheinen Versuche, die bei möglichst geringem Druck und bei möglichst wenig erhöhter Temperatur eine deutliche Zunahme der Plastizität erkennen lassen, um petrogenetische und geologische Folgerungen auch auf nicht zu tiefe Teile der festen Erdrinde übertragen zu können: in je höheren Gebieten der Erdrinde sich entsprechende Vorgänge

[1] Der einzige, mir gegen meine Auffassung der Verhältnisse in dem l. c. beschriebenen Konglomerat bekannt gewordene Einwand, C. Doelter's Bemerkung in seiner Petrogenesis (Braunschweig 1906): „Es handelte sich aber hier wohl um Plastizität unter Gegenwart von Lösung nach der Becke'schen Erklärung" (Anm. p. 213), gibt zunächst prinzipiell die Möglichkeit einer sekundären Gestaltsveränderung beim Quarz zu, erledigt sich aber im speziellen Fall durch einen Hinweis auf die Beschaffenheit des Gesteins: die Gerölle sind verkittet „durch einen mittel- bis feinkörnigen Sandstein mit eisenschüssig tonigem Cäment", das natürlich nicht in diesem Zustande vorliegen könnte, wenn sich chemische Einwirkungen von irgendwelchem Belang auf das Gestein geltend gemacht hätten (Centralbl. f. Min. 1904. p. 182, vergl. auch die Abbildung auf p. 183).

[2] Vergl. die Zusammenstellungen O. Lehmann's in seinem Werke: Flüssige Kristalle (Leipzig 1904), die auch die ältere sowie die physikalische und technische Literatur berücksichtigen (p. 10—19, 98—106).

annehmen lassen, desto größere Bedeutung erlangen sie für die Frage nach dem Wesen der mechanischen Gesteinsumwandlung und der Entstehung der kristallinen Schiefer. In Gemeinschaft mit Herrn Dr. Falkenberg, Assistenten am physikalischen Institut der Universität Greifswald, beabsichtige ich derartige Versuche an gesteinsbildenden Mineralen auszuführen; in dieser vorläufigen Mitteilung sollen zunächst einige hierher gehörige Beobachtungen an Steinsalz ihren Platz finden.

Für den Anfang einer Untersuchungsreihe, wie sie hier beabsichtigt ist, erschien Steinsalz nach den Untersuchungen von Mügge und Rinne besonders geeignet: während es sich in mäßig dicken Stücken Biegungsversuchen gegenüber bei Zimmertemperatur und Atmosphärendruck spröde verhält, zeigte O. Mügge, daß sehr dünne Blättchen durch Drucke, die mit der Hand zu erzielen sind, Translationen und Biegungen eingehen (dies. Jahrb. 1898. I. 71 ff., spez. 138—145), und F. Rinne gelang der Nachweis, daß durch allseitigen sehr starken Druck auch dickere Stücke „in überraschend weitgehender und vollkommener Art plastisch umgeformt“ werden (dies. Jahrb. 1904. I. 118).

Die der nachfolgenden Beschreibung zugrunde liegenden Versuche lassen sich sehr einfach ausführen.

Zunächst wurden Spaltungsstücke von appr. 20 mm Länge und rechteckigem bis quadratischem Querschnitt von appr. 3 mm Seitenlänge in einer Alkoholflamme kurze Zeit erwärmt; sie ließen sich mit Hilfe von zwei Pinzetten wie Wachs biegen, ohne daß Spuren von Schmelzung an der Oberfläche der Stäbchen auftreten; auch erheblich dickere Stäbchen zeigen das gleiche Verhalten. Sodann wurden Stäbchen von den angegebenen Dimensionen in einen Heizschrank gebracht und bei verschiedenen Temperaturen auf Zunahme der Plastizität geprüft. Im Laufe der aufeinanderfolgenden Versuche, bei denen verschiedene Stäbchen verschiedenen Temperaturen ausgesetzt wurden, ergab sich, daß Stäbchen, die 20 Minuten einer Temperatur von 205° ausgesetzt waren, sich sehr leicht und sehr deutlich biegen ließen. Eine Abbildung eines auf die angegebene Weise nach Erwärmung auf 205° gebogenen

Stäbchens — beim Biegen selbst war die Temperatur durch Öffnen der Tür des Heizschrankes nicht unbeträchtlich gesunken — gibt Fig. 1; ich verdanke diese und die folgenden Zeichnungen der Freundlichkeit von Frau Dr. Philipp, der ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank sage. Fig. 2 gibt ein in der Alkoholflamme stärker gebogenes Stäbchen wieder. Der Schmelzpunkt des Steinsalzes wird von verschiedenen Forschern etwas verschieden, aber stets nahe an 800° angegeben; nach den neuesten Untersuchungen von Ruff und Plato liegt er bei 820° (Ber. d. deutsch. chem. Ges. **36**. 2357 ff., spez. 2363). Es ist somit beim Steinsalz in einem Temperaturbereich, der weit vom Schmelzpunkt entfernt ist, eine sehr deutliche Zunahme der Plastizität durch mäßige Erwärmung zu erzielen.

Es sollen zunächst die Erscheinungen, die sich in dem einfachsten Fall, bei der Biegung um eine Würfelkante, beobachten lassen, beschrieben werden. Zur Vereinfachung der Beschreibung wird die Aufstellung der langsäulenförmigen Spaltungsstücke hier stets so vorgenommen, daß der Querschnitt der Säule die Lage von (010) hat und die Biegung in der Ebene (001) derart stattfindet, daß die Krümmung der Kante (001) : (100) resp. (001) : ($\bar{1}$00) das Maß der Biegung darstellt; die nach der Biegung konkave Fläche wird als (100), mithin die konvexe Fläche als ($\bar{1}$00) gestellt.

Veränderungen der Oberfläche zeigen sich bei einem in der Alkoholflamme gebogenem Spaltungsstück am deutlichsten auf der konvexen Seite ($\bar{1}$00), die verhältnismäßig matt und schon für das unbewaffnete Auge mit einer feinen, aber deutlich ausgeprägten Runzelung bedeckt erscheint. Bei mikroskopischer Beobachtung ergibt sich die Runzelung als Folge des Zusammenwirkens mehrerer Streifensysteme, von denen das eine der Kante (010) : (100), also der Würfelkante, um welche die Drehung stattfand, annähernd parallel läuft, während die beiden anderen diese Richtung schneiden. Der Verlauf dieser Systeme ist natürlich von Art und Grad der Biegung abhängig, ist mithin auch an demselben Stäbchen an verschiedenen Stellen verschieden; in der Regel bleibt die vertikal verlaufende Streifung nahezu kon-

stant, während die beiden sie schneidenden Systeme in ihrem Werte und in den Winkeln, unter denen sie die Vertikalstreifung schneiden, starken Schwankungen ausgesetzt sind. Beobachtet man jedoch die Streifen in den von der Krümmung noch nicht erheblich veränderten Teilen des Stäbchens, so zeigt sich, daß die hier noch spärlichen Streifen die vertikalen Linien nahezu unter 45° schneiden; die Runzelung entsteht also durch eine Translationsstreifung nach den Flächen des Rhombendodekaeders, die an den stärker gekrümmten Partien des Stäbchens gebogen und verzerrt sind. Mit zunehmender Krümmung werden die Streifen beider Systeme dichter, die Winkel der Streifen des zweiten Systems werden schiefer, so daß spitze Rhomben entstehen; in diesem Stadium beobachtet man häufig ein Anastomosieren der Vertikalstreifung mit den die Rhomben bildenden Streifen. Durch diese Entwicklung stellt sich bei stärkster Entfaltung der Streifen gelegentlich eine Erscheinung ein, die auf den ersten Blick jede kristallographische Gesetzmäßigkeit vermissen läßt und direkt an die Skulptur von Baumrinden erinnert.

Zur Geltung als Translationsflächen kommen somit in erster Reihe Flächen von {110}, deren Zonenachse mit derjenigen Würfelkante zusammenfällt, um welche die Krümmung vorgenommen wurde, sodann die auf der gekrümmten Fläche senkrecht stehenden Flächen von {110}; die Flächen der dritten Zone, die eine Streifung parallel der Kante $(\bar{1}00) : (001)$ hervorbringen müßten, treten offenbar nur untergeordnet in Wirksamkeit, da Streifungen in der angegebenen Richtung überhaupt nur verhältnismäßig selten und auch dann nur in nicht erheblicher Zahl beobachtet werden konnten.

Die Erscheinungen auf der konkaven Seite (100) sind der Art nach den von der konvexen Seite beschriebenen völlig gleich, dem Grade nach erheblich schwächer ausgeprägt, so daß die konkaven Seiten dem unbewaffneten Auge stets glatt erscheinen und die Streifung gewöhnlich erst mit der Lupe deutlich zu erkennen ist.

Die Flächen, in denen die Biegung stattfand, (001) und $(00\bar{1})$, erscheinen dem unbewaffneten Auge ganz glatt; u. d. M. sieht man aber auch hier sehr komplizierte Liniensysteme. Als Translationsflächen machen sich die auf

(001) senkrecht stehenden Flächen von {110} geltend; sie sind besonders deutlich an dem konvexen Rand entwickelt — in viel höherem Grade aber wird der Eindruck durch geschwungene Linien beherrscht. Diese Linien gehen von der konkaven Seite aus und ziehen nach der konvexen Seite; je weiter ihr Anfangspunkt von der Biegungsstelle entfernt ist, desto flacher sind sie geschwungen, je näher er dieser Stelle liegt, desto stärker sind sie gekrümmt; die flach geschwungenen erscheinen nicht selten durch Zusammenwirken mit den Translationsstreifen eigentümlich gezähnelt. Die ganze Erscheinung ist schwer zu beschreiben; in der etwas vergrößerten Fig. 3 sind die charakteristischen Eigenschaften in ihrer Abhängigkeit von der Krümmung wiedergegeben. Fig. 4 zeigt die Erscheinungen, die sich am konvexen Rande an der Stelle stärkster Krümmung beobachten lassen, in stärkerer Vergrößerung.

Am wenigsten charakteristisch sind die Erscheinungen auf (010); hierbei ist aber zu berücksichtigen, daß diese Endflächen der Säulchen von der Krümmung direkt am wenigsten betroffen wurden. Neben Translationsstreifung und eigentümlich gekrümmten Linien, die an die Linien erinnern, die Tresca bei durch Druck zum Fließen gebrachten Kristallen erhielt, ist bisweilen auch Neigung zum Aufblättern nach (001) zu beobachten.

Ein Vergleich der Verteilung der Substanz in dem Stäbchen vor und nach dem Biegen läßt schon in der äußeren Gestalt charakteristische Einwirkungen erkennen. Besonders zwei Erscheinungen machen sich nach dem Biegen deutlich geltend: auf der konvex gekrümmten Seite bildet sich eine breite, ziemlich flache Rinne, und auf der konkaven Seite wird die Substanz nach oben und unten gepreßt, am stärksten in der unmittelbaren Nähe der Umbiegungsstelle, so daß sich hier zwei deutliche Wülste bilden.

Es erschien wünschenswert, Andeutungen über die Art der Bewegung der Substanz zu erhalten; zu diesem Zwecke wurden auf (001) vor dem Biegen mit dem Diamanten mehrere Linien parallel den Würfelkanten eingeritzt. Diese Linien liegen nach dem Biegen nicht mehr parallel: die in der Richtung der Kante (001) : (100) auf (001) angebrachten Ritze

folgen der Krümmung nur angenähert, nicht genau, und zwar nähern sie sich einander mit der Annäherung an die Umbiegungsstelle, je weiter nach außen (nach der konvexen Seite) diese Linien liegen, und sie entfernen sich in der gleichen Richtung voneinander, je näher sie der konkav gekrümmten Seite liegen. Die parallel der Kante (001) : (010) eingeritzten Linien konvergieren nach einem außerhalb des Stäbchens, und zwar in dem von der konkaven Seite umschlossenen Raum gelegenen Punkte; gleichzeitig liegen sie annähernd symmetrisch zu einer Linie, die ihrer eigenen Richtung vor der Deformation entspricht. Vollständige Regelmäßigkeit im Verlauf dieser Linien ist natürlich nach der Art, wie die Biegung vorgenommen wurde, nicht zu erwarten; die Abweichungen von einer streng symmetrischen Anordnung werden um so geringer, je gleichmäßiger die Biegung von beiden Enden des Stäbchens her ausgeführt wird und je weniger sie sich aus der Ebene der Würfelfläche entfernt (vergl. Fig. 5).

Die interessantesten Erscheinungen läßt die Untersuchung der Spaltbarkeit erkennen.

Parallel (001) ist die Spaltbarkeit in den gebogenen Stäbchen weder der Art noch dem Grade nach von der ungebogener Stäbchen verschieden; es läßt sich ein gebogenes Stück mit Leichtigkeit in dünne Täfelchen nach (001) spalten. Ein solches Spaltungstäfelchen aus einem stark gebogenen Stäbchen ist in Fig. 6 abgebildet.

Die Spaltbarkeit nach (010) ist an verschiedenen Stellen des gebogenen Stäbchens in ihrem Wert und in ihrem Verlauf verschieden: an den Enden, die von der Krümmung wenig beeinflußt sind, verläuft sie parallel den (natürlich jetzt nicht mehr einander parallelen, sondern nach der Art der Biegung sehr verschiedene Winkel miteinander bildenden) Grundflächen der Säulen, die vor der Biegung die Lage von (010) resp. ($0\bar{1}0$) hatten. Weiter nach der Umbiegungsstelle hin verlieren die Trennungsflächen ihre Vollkommenheit und ihre ebene Beschaffenheit: sie werden gekrümmt und nehmen eine im allgemeinen radiale Stellung ein, wobei sie zunächst noch annähernd senkrecht auf (001) stehen; weiterhin wird die Spaltbarkeit immer unvollkommener, die Krümmung immer stärker, so daß an die Stelle der Spalt-

barkeit ein typisch muscheliger Bruch tritt. Fig. 7 zeigt ein Spaltungsstück, das auf der einen (linken) Seite von einer deutlichen Spaltungsfläche, auf der anderen näher der Umbiegungsstelle gelegenen von einem typisch muscheligen Bruch begrenzt wird. Fig. 8 erläutert die Kohäsionsverhältnisse unmittelbar an der Umbiegungsstelle: das Stück wird auf beiden Seiten von Flächen des muscheligen Bruches begrenzt, aber die Flächen konvergieren sehr stark von der konvexen nach der konkaven Seite des gekrümmten Säulchens.

Am auffallendsten sind die Erscheinungen bei dem Versuch, parallel der gekrümmten Fläche (100) zu spalten. Auch hier ist die gute Spaltbarkeit erhalten geblieben und man kann von glatten Flächen begrenzte Stücke herausspalten, deren Spaltungsflächen im allgemeinen der Krümmung des Stäbchens folgen, aber, wenn die Spaltung nahe der konvexen Oberfläche ausgeführt wird, nach der Umbiegungsstelle konvergieren, wenn sie umgekehrt die der konkaven Seite zunächst liegenden Teile betrifft, in der gleichen Richtung divergieren (Fig. 9 und 10). Auf diesen nach der Krümmung hergestellten Spaltungsflächen fehlt auch auf der konvexen Seite die intensive Streifung, die auf der konvexen Oberfläche des gebogenen Säulchens bis zur Runzelung vorgeschritten ist. Ein ähnliches Verhalten beobachtete O. Mügge beim Bleiglanz; er fand hier die Translationsstreifen //(001) „auf den natürlichen Oberflächen deutlicher als auf Spaltungsflächen", die meist der Krümmung der natürlichen Flächen folgen (dies. Jahrb. 1898. I. 124).

Die Beziehungen der Richtungen der Spaltbarkeit und der Oberflächenzeichnung auf gebogenen Stäbchen sowie besonders des Verlaufes der parallel den Würfelkanten eingeritzten Linien fallen auf den ersten Blick auf und sind leicht verständlich.

Die Änderung der optischen Verhältnisse durch die angegebene Behandlung der Stäbchen ist recht gering; um mehr als einen ganz unbestimmten Eindruck einer schwachen, unregelmäßig verteilten Doppelbrechung zu erhalten, mußte ich andauernd mit eingeschobenem Gipsblättchen beobachten. Von den optischen Störungen ist nun der größere Teil gar nicht auf die Biegung zurückzuführen, sondern findet sich

teils schon an unbearbeiteten Spaltungsstücken, teils an lediglich erwärmten, nicht mechanisch beanspruchten Säulchen: mehr oder weniger unregelmäßig auftretende doppelbrechende Zonen, die oft an Sprünge gebunden sind, finden sich nicht selten in natürlichen Kristallen; die Erwärmung erzeugt verschiedene Orientierung der zentralen und der peripherischen Partien der Spaltungssäulchen[1]. Infolge der zu ihrer Entstehung ungünstigen Gestalt der Spaltungssäulchen, wohl auch wegen der geringeren Erhitzung und der langsameren Abkühlung erreichen die optischen Erscheinungen niemals die Deutlichkeit und Schönheit, wie sie R. Brauns in seiner bekannten Arbeit (dies. Jahrb. 1887. I. 47 ff., spez. 49—51) durch schnelle Abkühlung erhitzter Steinsalzspaltungsstücke erzielte.

Für die hier behandelte Frage ist nur ein wesentlich negatives Ergebnis der optischen Untersuchung wichtig, dessen Bedeutung bei einem Vergleich mit den optischen Verhältnissen der von O. Mügge studierten, durch Druck gekrümmten Spaltungsblättchen (dies. Jahrb. 1898. I. 141) klar wird: während bei den nach O. Mügge gekrümmten Blättchen doppelbrechende Lamellen nach Flächen von {110} sich meist sehr stark bemerklich machen, treten sie hier zurück und scheinen auch ganz fehlen zu können. Bezeichnenderweise finden sich diese doppelbrechenden Lamellen verhältnismäßig stark entwickelt in den oben beschriebenen, bei 205° nicht sehr intensiv gekrümmten Stäbchen, während sie viel stärker, aber bei höheren Temperaturen gebogenen Stäbchen gänzlich fehlen können. Die optischen Anomalien längs den Translationslamellen erklärt O. Mügge (l. c.) durch die große Reibung, unter der sich die Translation wegen der Biegung vollzieht; das Fehlen oder Zurücktreten dieser Anomalien weist auf eine sehr bedeutende Verminderung der Reibung durch Temperaturerhöhung. Hierfür spricht auch die Tatsache, daß Stäbchen, die sich wegen größerer Dicke oder geringerer Temperaturerhöhung schwerer biegen als andere, deutlichere Anomalien längs Streifen nach Flächen von {110} aufweisen, sowie die Beobachtung, daß bisweilen die Streifen in den von der

[1] Es fiel stets in den peripherischen Teilen der Spaltungsstücke die Richtung größerer Elastizität mit der Längsrichtung des Säulchens zusammen, in den zentralen die Richtung kleinerer Elastizität.

Umbiegungsstelle weiter entfernten, weniger stark gekrümmten, aber auch weniger stark erhitzten Teilen deutlicher und besser entwickelt sind als an der Umbiegungsstelle selbst, die in der Alkoholflamme einer höheren Temperatur ausgesetzt war.

Vergleicht man mit den hier geschilderten Erscheinungen die entsprechenden Eigenschaften nicht erwärmter und mechanisch nicht beanspruchter Spaltungssäulchen von Steinsalz — die bei der Herstellung der Spaltungsstücke sich ergebenden mechanischen Beeinflussungen lassen sich natürlich nicht vermeiden — so zeigen sich im optischen Verhalten keine sehr erheblichen Unterschiede; schon E. Reusch führte nach Betonung der „außerordentlichen Kompressibilität und Deformierbarkeit des Steinsalzes“ aus: „Es ist deswegen kaum möglich, ein Stück Steinsalz zu bekommen, das nicht, entweder durch Druck an Ort und Stelle oder durch den gewaltsamen Akt des Abspaltens, bleibende Spuren von inneren Verschiebungen und Umstellungen der Moleküle und eben damit Doppelbrechung zeigte, wie dies Brewster und Biot längst beobachtet haben“ (Ann. d. Phys. und Chem., herausg. v. Poggendorff. **132**. (208.) 444. 1867; Monatsber. Akad. d. Wiss. a. d. Jahre 1867. 223. Berlin 1868).

Mit dieser Beobachtung stimmt bis zu einem gewissen Grade die Oberflächenbeschaffenheit mancher, nicht künstlich veränderter Spaltungsstücke überein: auch auf ihnen finden sich gelegentlich Streifensysteme, die an die eigentümlichen Zeichnungen auf der Oberfläche gebogener Stäbchen erinnern, wie sie in Fig. 3 und 4 abgebildet wurden. Selbstverständlich fehlt diesen Linienzügen die starke Krümmung, die sie bei den künstlich gebogenen Stäbchen besitzen, aber sie weisen nicht selten Störungen auf, die an Flexuren erinnern: im Gebiet dieser Flexuren sind optische Anomalien regelmäßig und stark entwickelt, stärker wie in den künstlich in der Wärme viel intensiver gebogenen Stückchen. Spaltungsflächen mit diesen Zeichnungen können dem unbewaffneten Auge ganz glatt erscheinen, liefern aber auf dem Reflexionsgoniometer mehrere, oft verzerrte Reflexbilder, die gewöhnlich nicht in einer Zone liegen und somit das Vorhandensein von Krümmungen und Knickungen beweisen, die man auch gelegentlich bei intensiver Beleuchtung direkt beobachten kann.

Daß durch die Erwärmung beim Steinsalz eine sehr starke Verminderung der inneren Reibung herbeigeführt wird, erwiesen sehr zahlreiche, unter verschiedenen Bedingungen ausgeführte Versuche, das erwärmte Steinsalz auch in anderen Richtungen zu deformieren. Sie alle zeigten eine überaus große Zunahme der Plastizität durch Temperaturerhöhung, so daß nur einige Beispiele erwähnt zu werden brauchen.

Biegungen um eine zweizählige Symmetrieachse lassen sich ebenso leicht durchführen wie um eine vierzählige: derartig gebogene Tafeln zeigen Translationsstreifen nach {110} besonders deutlich, aber wieder ohne erhebliche optische Anomalien. Fig. 11 und 12 geben eine in dieser Weise gebogene Tafel von zwei Seiten wieder; man sieht deutlich, daß eine Würfelkante hierbei als gerade Linie erhalten bleibt: es ist dies diejenige Kante des Würfels, die mit der zweizähligen Symmetrieachse, um welche die Krümmung stattfand, in einer Nebensymmetrieebene liegt. Sehr eigentümlich gestaltete Gebilde erhält man, wenn man Spaltungsstücke von der Säulengestalt, wie sie bisher zu Biegungen um eine Würfelkante benützt wurden, um eine zweizählige Symmetrieachse biegt. Biegt man bei gleicher Aufstellung der Spaltungsstücke, wie sie der Beschreibung der oben geschilderten Versuche zugrunde gelegt wurden, um die Senkrechte auf $(\bar{1}01)$, so werden die Flächen $(\bar{1}00)$ und $(00\bar{1})$ konvex, die Flächen (001) und (100) konkav gekrümmt. Die konvexen Flächen bedecken sich mit einem dichten Netz von Translationsstreifen, die konkaven erscheinen auch hier glatt und (001) trägt wieder in der Nähe der Umbiegungsstelle einen deutlichen Wulst. Die Winkel der Zone (001) : (100) verzerren sich natürlich, aber die Zone bleibt insoweit erhalten, daß ihre gekrümmten Kanten in unter sich parallelen Ebenen liegen (Fig. 13). Die Spaltbarkeit nach (001) und (100) bleibt auch hier erhalten, nach (010) nimmt sie, ganz entsprechend dem Verhalten der um eine Würfelkante gebogenen Säulchen, von den Enden nach der Umbiegungsstelle an Vollkommenheit ab und geht schließlich in muscheligen Bruch über.

Biegungen um beliebige, kristallographisch nicht definierbare Richtungen lassen sich bei erwärmten Steinsalzstückchen gleichfalls mit großer Leichtigkeit durchführen.

In seiner grundlegenden Abhandlung „Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Kristallen“ (dies. Jahrb. 1898. I. 71 ff.) hat O. Mügge gezeigt, daß man aus theoretischen Gründen erwarten muß, bei allen leicht biegsamen Substanzen die Translationsebene „vor allen anderen Ebenen durch Vollkommenheit der Spaltung ausgezeichnet“ zu finden. Tatsächlich lehren seine Versuche, daß keiner der leicht biegsamen Substanzen diese Spaltbarkeit fehlt, „und bei den weniger biegsamen, nämlich . . . Eis, Kalkspat und Steinsalz ist T keine oder weniger vollkommene Spaltfläche. Anderseits sind aber auch einige Substanzen trotz vollkommener Spaltbarkeit nach T nicht oder nur wenig biegsam. . . . es müssen also noch andere, vielleicht Elastizitätseigenschaften, außer Spaltung und Translation nach T die Biegsamkeit bedingen“ (l. c. p. 156). Durch die hier geschilderten Versuche zeigt sich, daß durch Wärmezufuhr Steinsalz aus der Reihe der weniger biegsamen in die Gruppe der leicht biegsamen Körper tritt; die Ursache liegt offenbar in der Verringerung des Widerstandes gegen eine Formveränderung und diese Verringerung macht sich allgemein, nicht ausschließlich in kristallographisch bestimmten Richtungen geltend, wenn auch wohl in kristallographisch verschiedenen Richtungen mit verschiedener Intensität.

Bis zu welch überraschend hohem Grade diese durch Temperaturerhöhung bewirkte Verringerung der inneren Reibung geht, zeigen am deutlichsten Torsionsversuche: in der Alkoholflamme lassen sich Steinsalzsäulchen vollständig torquieren, so daß man aus ihnen, ohne daß sich Sprünge bilden, schraubenförmig gedrehte Gebilde herstellen kann, wie sie Fig. 14 zeigt.

Die starke Zunahme der Plastizität des Steinsalzes durch Temperaturerhöhung in Verbindung mit der Überzeugung, daß die Plastizität eine quantitative Eigenschaft der Kristalle ist, rechtfertigt den Versuch, auch andere Minerale daraufhin zu prüfen, ob mit den zur Verfügung stehenden Hilfsmitteln ähnliche Verhältnisse nachgewiesen werden können.

Weitere Mitteilungen über craquelierte Archäolithen aus Tasmanien.

Von

Fritz Noetling in Hobart.

Mit Taf. XII—XV.

Im Anschluß an meine frühere Mitteilung[1] über den Ursprung der craquelierten Feuersteine aus dem Oligocän von Thenay möchte ich eine Beobachtung mitteilen, die meiner Ansicht nach allen Zweifel daran, daß diese Objekte auf Menschenhand zurückzuführen sind, ausschließt.

In einer kleinen Arbeit über den Native Quarry of Syndal[2] habe ich am Schluß die bisher bekannten Werkplätze der Tasmanier aufgezählt. Ich habe darunter auch den Werkplatz von Mount Communication erwähnt, jedoch bemerkt, daß derselbe mir nicht aus eigener Anschauung bekannt ist. Seither habe ich Gelegenheit gehabt, denselben zu besuchen, und die Resultate meiner Untersuchungen sind, soweit dieselben auf die Feuersteine von Thenay übertragen werden können, vollkommen überzeugend. Mount Communication liegt fast genau unter dem 43. Grad südl. Breite und 147° 42′ östl. Länge, am östlichen Ufer der Storm Bay[3]. Der Werkplatz selbst liegt auf der Westseite an einer Stelle, die unter dem Lokalnamen Storey's Ridge bekannt ist, in wilder, abgelegener Gegend (Taf. XII). Das hier verarbeitete Gestein ist ein sehr eigen-

---

[1] Centralbl. f. Min. etc. 1908. p. 748.

[2] Papers and Proceed. Royal Society of Tasmania 1908.

[3] Die Admiralitätskarte gibt die Höhe mit 1120 engl. Fuß an.

tümliches und durchaus abweichend von allen übrigen mir bisher bekannt gewordenen Gesteinsarten. Es ist ein dunkelblauer, verhältnismäßig erdiger Hornstein mit weißen Flecken oder Schlieren, der oberflächlich zu einer weißen Kruste verwittert. Es liegt unzweifelhaft ein metamorphosiertes Sedimentgestein vor und das eigentümliche, bisher noch nicht beobachtete Verhalten desselben liegt darin, daß es in unregelmäßige, säulenförmige Stücke bricht.

Das allgemeine Aussehen des Werkplatzes ist in nichts von dem der bisher von mir beschriebenen verschieden, aber die Gesteinsfragmente zeichnen sich durch eine geradezu erstaunliche Unregelmäßigkeit der Form aus. Trotz sorgfältigsten Suchens gelang es mir, nur zwei Stücke aufzufinden, welche Bearbeitungsspuren zeigen, alle übrigen sind durchaus unregelmäßige, eckige Gesteinsfragmente. Nichts ließe darauf schließen, daß ein jedes derselben durch Menschenhand gegangen ist, würden dieselben isoliert gefunden. Am interessantesten ist jedoch, daß nahezu jedes Stück craqueliert ist. Es ist beinahe unmöglich, ein Stück zu finden, das nicht mit Feuersprüngen überzogen ist.

Wenn auf anderen Werkplätzen solche Stücke ziemlich isoliert waren, so haben wir hier einen Werkplatz, auf welchem die Craquelierung der Fragmente die Regel ist. In erster Linie ist es hiernach sehr wahrscheinlich, daß gewisse Gesteinsarten der Craquelierung mehr unterworfen sind als andere; ob diese Eigenschaft, wie es scheint, auf einen gewissen Tongehalt zurückzuführen ist, vermag ich mangels vergleichender Analysen nicht zu sagen. Jedenfalls scheint es mir ziemlich sicher, daß nicht alle Gesteine sich in gleicher Weise verhalten, wenn dieselben dem Feuer mit nachfolgender rascher Abkühlung ausgesetzt sind. Es wäre jedenfalls von hohem Interesse, zu untersuchen, wie sich Feuersteine aus verschiedenen Gegenden in dieser Hinsicht verhalten.

Nun übertrage man die Verhältnisse von Mount Communication auf Thenay. Hier wie dort haben wir eine große Menge formloser Stücke, die sämtlich Craquelierungen zeigen. Der Unterschied ist der, daß dieselben am Mount Communication auf der Oberfläche liegen, während sie bei Thenay in sedimentäre Schichten eingeschlossen sind. Mount Com-

munication liegt hart am Meeresufer; die Gesteinsfragmente können sehr leicht allmählich herabgeschwemmt werden und an geeigneter Stelle wieder zur Ablagerung gelangen. Daß bei dem Transport die größeren Stücke zerkleinert werden, liegt auf der Hand, und daß die an sich schon formlosen Fragmente, denen fast jede Spur der Bearbeitung fehlt, schließlich ganz unregelmäßig werden, ist selbstverständlich. Jeder Einwand, daß es unmöglich ist, eine plausible Erklärung für die Craquelierung der zahllosen Stücke von Thenay zu finden, ist durch die Beobachtung des Vorkommens auf Mount Communication widerlegt. Hier ist es ganz unzweifelhaft, daß gelegentliche Buschfeuer im Laufe der Jahrhunderte die Ursache gewesen sind, nicht aber eine beabsichtigte Tätigkeit des Menschen. Warum soll ein ähnlicher Faktor nicht auch bei Thenay in Wirkung getreten sein?

Ich möchte noch auf eine weitere Beobachtung aufmerksam machen, die in bezug auf die Beurteilung der Archäolithen und Eolithen von Wert sein dürfte. Auf Roaring Beach südlich von Mount Communication habe ich einen kleinen Lagerplatz aufgefunden, der durch eine gut ausgebildete Aschenschicht, die auf sandiger Unterlage ruht, charakterisiert ist. Muschelfragmente, Knochenstücke und Archäolithen sind ungemein häufig, und können, da wo die Aschenschicht noch unversehrt am Gehänge ansteht, aus derselben gesammelt werden. Weitaus der größte Teil der Aschenschicht ist jedoch ausgeblasen und die härteren Bestandteile derselben liegen zerstreut auf dem sandigen Abfall (Taf. XIII—XV). Man findet nun, daß alle Archäolithen eine ganz ausgezeichnete Sandpolitur zeigen, aber auch Muschelschalen und namentlich Knochenstücke zeigen dieselbe in hohem Grade. Man kann ferner beobachten, was a priori wahrscheinlich war, daß sich die verschiedenen Gesteinsarten verschieden verhalten. Diejenigen, welche augenscheinlich den höchsten Kieselsäuregehalt besitzen, zeigen die schönste Politur. Die Bearbeitungsspuren sind in diesem Falle fast vollständig verwischt und ausgeglättet, es scheint als ob die Stücke gerollt wären. Dies ist hier aber vollkommen ausgeschlossen, die Glättung ist unzweifelhaft auf die Wirkung des vom

Winde getriebenen Sandes zurückzuführen[1]. Unter den Stücken, welche mir Herr Rutot sandte, befinden sich nun einige, welche sich durch eine ganz auffallende Glättung auszeichnen, ich möchte hier nur Stücke aus dem Reutelien und Mafflien von Salzinne anführen. Wäre nun nicht mit der Möglichkeit zu rechnen, daß diese Stücke nicht durch Wasser, sondern durch Sand geglättet und poliert wurden? Wenn ein Rückschluß von den Tasmaniern auf die Archäolithiker Europas gemacht werden darf, so ist es wohl in hohem Grade wahrscheinlich, daß letztere wie erstere häufig das Meeresufer aufsuchten, um die verhältnismäßig leicht zu beschaffende und stets reichlich vorhandene Muschelnahrung zu erhalten. Auch werden die Archäolithiker Europas wie jene Tasmaniens die warmen, sandigen Ufer bevorzugt haben. Daß aber dann die zurückgelassenen unbrauchbaren Steinwerkzeuge einer Glättung und Politur durch Sand unterworfen waren, steht wohl außer Zweifel. Ich möchte diese Frage nur nebenbei erwähnen, ich glaube aber, es wird erheblich zur Aufklärung gewisser Eigenschaften der europäischen Archäolithen beitragen, wenn wir die Wirkung des vom Winde getriebenen Sandes in Betracht ziehen. Die tronattas von Roaring Beach beweisen aufs unzweifelhafteste, daß unter geeigneten Verhältnissen diese Wirkung eine sehr intensive ist und daß gerade die härtesten, kieselsäurereichsten Gesteine die schönste Politur annehmen.

Zum Schlusse möchte ich noch erwähnen, daß Craquelierung durch Sandpolitur nicht zerstört wird. Unter den von mir aufgesammelten Stücken befinden sich mehrere mit schöner Craquelierung, die durch Sandschliff noch mehr hervortritt.

---

[1] Besonders eigentümlich verhalten sich die Diabasgerölle, die teils als Herdsteine benutzt wurden, teils mit den daran anhaftenden *Patella*- oder *Haliotis*-Arten zur Oberfläche gebracht und direkt aufs Feuer geworfen wurden. Abgesehen von zahlreichen Haarsprüngen, die auf Feuerwirkung zurückzuführen sind, sind diese Stücke vom Sand derartig bearbeitet, daß die weicheren Augite ausgeblasen sind, während die härteren Plagioklase zackig herausragen und nur oberflächlich bearbeitet sind.

Uebersicht der bisher bekannten Astieria-Formen der Ammonitengattung Holcostephanus nebst Beschreibung zweier neuer Arten.

Von

Richard N. Wegner in Breslau.

Mit Taf. XVI, XVII.

Während einer Studienreise nach Südfrankreich hatte ich, dank der großen Liebenswürdigkeit Herrn Prof. Kilian's, Gelegenheit, die selten reichhaltige Sammlung von Formen des Subgenus *Astieria* der Ammonitengattung *Holcostephanus* Neumayr kennen zu lernen, die sich in der Sammlung des Laboratoire de Géologie der Universität Grenoble befindet.

Für die stets gütige Unterstützung meiner Studien möchte ich auch an dieser Stelle Herrn Prof. Kilian meinen wärmsten Dank aussprechen.

Das Subgenus *Astieria* wurde von Pavlow[1] 1892 aufgestellt und ist besonders von Uhlig[2], sowie von v. Koenen[3] näher definiert worden[4]. Es umfaßt eine größere Reihe, vor

[1] Pavlow et Lamplugh, Argiles de Speeton. Moscou 1892. p. 133.

[2] Uhlig, The Fauna of the Spiti Shales. Palaeontologica Indica. Calcutta 1903. p. 86.

[3] v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 65. Berlin 1902.

[4] Während mir diese Arbeit schon im Korrekturbogen vorlag, erschien eine Arbeit von Kitchin (The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. 7. 1908), in der ein umfangreicher Abschnitt (p. 184—207) den Astierien gewidmet ist. Soweit dies noch möglich war, habe ich versucht, die von Kitchin beschriebenen neuen Formen in diese Übersicht der Astierien einzufügen.

allem durch die verschiedene Anzahl und Gestalt der Rippen, sowie der Dornknoten voneinander unterschiedener Arten.

Diese Gruppe gehört der untersten Kreide an. Sie erscheint im unteren Valanginien (Berriasien), wo sie durch *A. Schenki* Oppel vertreten wird. Im mittleren und oberen Valanginien erreicht sie ihre maximale Häufigkeit, um schon im oberen Hauterivien wieder zu verschwinden.

Die Astierien besitzen eine sehr weite Verbreitung, die von Tibet bis nach Westeuropa und bis nach Südafrika reicht. *A. Schenki* Oppel ist aus Tibet und Südostfrankreich bekannt. *A. Atherstoni* Sharpe verbreitet sich von der Schweiz und Südfrankreich bis nach Südafrika. *A. psilostoma*, oder wenigstens sich untereinander sehr nahestehende Lokalformen dieser Art, finden sich in Norddeutschland, Südfrankreich und Südafrika, so daß die geographische Verbreitung der Astierien umfassende Wanderungen derselben sehr wahrscheinlich macht.

Da die Grenobler Sammlung ein ziemlich reichliches Vergleichsmaterial darbot, so gelang es an der Hand desselben zwei weitere neue Arten und drei neue Varietäten festzustellen, sowie die inzwischen ziemlich umfangreich gewordene Literatur in einem kurzen Katalog der *Astieria*-Formen zusammenzustellen:

Astieria Astieriana d'Orbigny sp. 1840.

1840. *Ammonites Astierianus* d'Orbigny, Pal. franç. Terr. Crét. **1**. 115. Pl. 28 fig. 1 u. 2.

1878. *Olcostephanus Astieri* Bayle, Explication de la carte géol. de la France. Pl. 58 fig. 1.

1898. *Olcostephanus (Astieria) Astieri* Simionescu, Über einige Ammoniten mit erhaltenem Mundsaum usw. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. **11**. Textfig. 18. p. 208.

1907. *Astieria Astieri* Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Teil IV. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. 26.

1907. *Astieria Astieri* Baumberger und Heim, Valanginien — Hauteriviengrenze. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. Teil II. p. 28.

Die Abbildung des Originals von d'Orbigny (Pal. franç. Terr. Crét., Pl. 28 fig. 1) ist stark verkleinert, in Wirklichkeit hat das Originalexemplar in der Pariser Sammlung bei einem Durchmesser von 12,5 cm eine größte Dicke von 5.05 cm. Diese Art gehört also zu den größten *Astieria*-Formen und

wird in der Größe nur noch von *A. perinflata* Matheron und *A. uitenhagensis* Kitchin übertroffen, die einen Durchmesser von 18 cm erreicht.

Vorkommen: Das Original d'Orbigny's stammt von der Hauterive-Stufe von La Martre (B.-Alpes). Diese Art wurde außerdem in Robion (B.-Alpes), in Weißenbachgraben bei Golling (H. Salzburg, Österreich), Châtel-St.-Denis (Kant. Freiburg Schweiz), Saint-Martin (Alpes Maritimes, vorm. Var), Unteres Hauterivien von Stadthagen (Schaumburg-Lippe), Gerensleben (Kr. Helmstädt, H. Braunschweig), Jerxheim (H. Braunschweig) gefunden.

Astieria Jeannottii d'Orbigny sp. 1840.

1840. d'Orbigny, Pal. franç. Terr. Crét. 1. 188. Pl. 56.

Astieria Jeannottii var. *crassissima* n. v.

Taf. XVII Fig. 2.

Von dieser von d'Orbigny beschriebenen Art befinden sich in der Sammlung des Laboratoire de Géologie zu Grenoble mehrere Exemplare von verschiedener Größe. Das größte weist bei einem Durchmesser von 135 mm nur eine Dicke von 26 mm auf. Unter den übrigen Exemplaren von gleichen Proportionen findet sich jedoch eine durch ihre plumpe Gestalt abweichende Form. Während die Anzahl und die Gestalt der Rippen *A. Jeannottii* äußerst ähnlich sind, besitzt diese Form eine dicke, aufgeblasene Röhre, deren Windungen nur allmählich an Dicke zunehmen. Bei einem größten Durchmesser von 82 mm beträgt die größte Dicke der Röhre 41,5 mm.

Vorkommen: Oberes Valanginien von Moustiers-St. Marie (Basses-Alpes).

[*Astieria Josephina* d'Orbigny 1847.]

In seinem Prodrome de Paléontologie, Paris 1850, gibt d'Orbigny unter der Bezeichnung *Ammonites Josephinus* eine Form an, die gleichfalls zu *Astieria* gestellt werden könnte, die er aber nicht abbildet.

Vorkommen: Valanginien von Südfrankreich.

Astieria Sayni Kilian sp. 1896.

1840/41. *Ammonites Astierianus* d'Orbigny, Pal. franç. Terr. Crét. Pl. 28 fig. 4.
1896. *Holcostephanus Sayni* Kilian, Sur le Néocomien des environs de Moustiers. Bull. de la soc. géol. (3.) **23**. 976.
1907. *Astieria scissa* Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Teil IV. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. 28. Taf. XXIV Fig. 3. Textbild 107 (Lobenlinie).
1907. *Astieria Sayni* Baumberger und Heim, Paläont.-strat. Untersuchung zweier Fossilhorizonte usw. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. Taf. I Fig. 9.

Vorkommen: Hauterivien von Escragnolles (Alpes Maritimes), Moustiers-St.-Marie (Basses-Alpes), Villers-le-Lac (Doubs), Hauterivien der Alp Rah am Mattstock bei Weesen am Wallensee (Schweiz).

Baumberger teilt (l. c. p. 31) mit, daß „die Form, von welcher d'Orbigny Taf. XXVIII Fig. 4 einen Teil der Flankenskulptur wiedergibt, sicher nicht zu *Astieria Astieriana* d'Orbigny gehört. Dieselbe schließt sich meines Erachtens auch weit mehr unserer *A. scissa* an, als der *A. Sayni* Kilian". Dieser Satz erscheint mir unverständlich, da Kilian gerade die d'Orbigny'sche Fig. 4 (Taf. XXVIII) mit dem Namen *A. Sayni* bezeichnet hat. Vielleicht gestattet aber ein größeres Material, als mir zu Gebote steht, unter den von Baumberger beschriebenen Formen von *A. Sayni* Kilian noch wieder besondere Varietäten zu unterscheiden.

Astieria Sayni var. *globulosa* n. v.

1878. *Ammonites Astierianus* Bayle, Explication de la carte géol. de la France. Pl. 58 fig. 3.

Bayle bildet (l. c. Fig. 3) leider ziemlich undeutlich einen Ammoniten als *Ammonites Astierianus* ab, der mir jedoch eher einige Ähnlichkeit mit *Astieria Sayni* Kilian zu haben scheint. Von Camplong (Alpes Maritimes) liegt mir eine Form vor, die einerseits mit der Bayle'schen Abbildung fast vollständig übereinstimmt, anderseits sich von *A. Sayni* Kilian durch die globulöse Form und durch etwas stärker ausgebildete und geschweifte Flankenrippen unterscheidet, dagegen die Spaltungsrippen in gleicher Ausbildung wie bei *A. Sayni* Kilian zeigt. Trotz dieser Unterschiede in der Form

möchte ich das vorliegende Exemplar nur als eine Varietät von *A. Sayni* Kilian bezeichnen. Von der gleichen Varietät fand ich mehrere Exemplare in der d'Orbigny'schen Sammlung zu Paris, dieselben stammten von Castellane (Basses-Alpes).

Maße des Exemplars von Camplong:

Durchmesser	8,3 cm
größte Breite	3,2 „
Nabelweite	2,15 „

Vorkommen: Hauterive-Stufe von Castellane (Basses-Alpes), Camplong (Alpes Maritimes, vorm. Var), St. Martin (Alpes Maritimes, vorm. Var).

Astieria Atherstoni Sharpe sp. 1856.

1856. *Ammonites Atherstoni* Sharpe, Secondary Fossils from South Africa. Transact. Geol. Soc. London. **7**. Pl. XXIII fig. 1 a, b.

1882. *Olcostephanus Atherstoni* Holub und Neumayr, Über einige Fossilien aus der Uitenhage-Formation in Südafrika. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. **44**. 272. Wien. (*O. Atherstoni* wird neu beschrieben, aber nicht abgebildet.)

1892. *Astieria Atherstoni* Pavlow, Argiles de Speeton. Bull. Soc. imp. d. Naturalistes de Moscou. p. 491. Taf. XVII Fig. 14.

1902. *Astieria* cf. *Atherstoni* v. Koenen, Ammonitiden des norddeutschen Neocom. K. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakademie. Neue Folge. Heft 24. p. 150.

1907. *Astieria Atherstoni* Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. IV. Teil. Die Ammoniten der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. Taf. XXI Fig. 3 a, b; Taf. XXIII Fig. 1 a, b; Taf. XXIV Fig. 2, 4, 5; Textfig. 114—116.

1907. *Astieria spitiensis* (non Blanford) Karakasch, Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa Faune. Pl. XXVIII fig. 8 a, b.

1908. *Holcostephanus Atherstoni* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. **7**. 187 u. 193.

Vorkommen: Aus dem Hauterivien von Biassala (Krim), Alfermé (Spanien), Neuenburg (Schweiz), Sunday River (Kapland, Südafrika), Villers-le-Lac[1] (Doubs).

Vielleicht gehört auch ein etwas jüngeres Exemplar als Sharpe's Original, das Pictet (St. Croix. tab. XLIII fig. 2 a, b)

[1] Dieser Fundort lieferte nach einer brieflichen Mitteilung Sayn's besonders typische Exemplare, die eine vollständige Übereinstimmung mit den aus Afrika stammenden Formen aufwiesen.

abbildet, in den Formenkreis von *Astieria Atherstoni*, doch könnte man auch denken, falls die Zeichnung nicht zu ungenau ist, ein bisher unbekanntes ausgewachsenes Exemplar (?) von *A. hispanica* Mallada vor sich zu haben.

Astieria Atherstoni var. *densicostata* n. v.

Taf. XVI Fig. 3.

1902. *Holcostephanus (Astieria) Atherstoni* Kilian, Sur quelques fossiles remarquables de l'Hauterivien de la région d'Escragnolles. Bull. soc. géol. de France. (4.) **2**. 865. Pl. 57 fig. 1.

Schon Kilian beschreibt (l. c. Pl. 57 fig. 1) eine von der typischen *Astieria Atherstoni* etwas abweichende Form aus Escragnolles und weist dabei auf die feinere Berippung des südfranzösischen Exemplares im Gegensatz zu den schweizerischen und deutschen Formen hin. Ein mir vorliegendes, bedeutend größeres Exemplar von einem Durchmesser von 6,75 cm bei einer größten Breite von 3,4 cm weist dieselben Erscheinungen wie das Kilian'sche Exemplar auf. Die feinere Berippung dürfte hier nicht bloß eine Jugenderscheinung sein.

Im übrigen sind die Flankenrippen in gleicher Weise leicht nach rückwärts gerichtet wie bei der typischen *A. Atherstoni*.

Von Interesse ist noch, daß an dem vorliegenden Exemplar die Suturlinie leidlich gut beobachtet werden konnte. Sie zeigt den für *Astieria* typischen Verlauf. Lange, ziemlich schmale Lobenkörper. Die Sättel zeigen keine paarige Teilung durch einen Sekundärlobus.

Vorkommen: Hauterivien von Escragnolles (Alpes Maritimes).

Astieria Baini Sharpe sp. 1856.

1856. *Ammonites Baini* Sharpe, Secondary Fossils from South Africa. Transact. of the Geol. Soc. (2.) **7**. 197. Pl. XXIII fig. 2a, b.

1882. *Olcostephanus Baini* Holub und Neumayr, Über einige Fossilien aus der Uitenhage-Formation in Südafrika. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. **44**. 272.

1908. *Holcostephanus Baini* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. **7**. 187 u. 199. Pl. IX fig. 2; X fig. 1.

Vorkommen: Sunday und Zwartkop River (Kapland, Südafrika).

Astieria Schenki Oppel sp. 1863.

1863. *Ammonites Schenki* Oppel, Paläontologische Mitteilungen. **1**. 226. Taf. LXXX Fig. 4 a, c.

1863—68. *Ammonites Astierianus* Pictet, Mélanges paléontologiques. Pl. XVIII (non Pl. XVII) fig. 3.

1903. *Astieria Schenki* Uhlig, The Fauna of the Spiti Shales. Pal. Ind. (11.) **4**. 130—132. Pl. XVIII fig. 2 a, b, c; Pl. XII fig. 1 a, b.

Vorkommen: Inna, Shangra bei Pulung (Tibet), unterstes Valanginien (Berriasien) von La Faurie (Hautes-Alpes).

Astieria perinflata Matheron sp. 1878.

1878. *Ammonites perinflatus* Matheron, Recherches paléontologiques dans le Midi de la France. Deuxième Partie. Pl. B 20 fig. 7 a, b.

Diese Art scheint neben *Astieria uitenhagensis* Kitchin mit 22 cm Durchmesser und 9 cm Dicke die größten Dimensionen unter den *Astieria*-Formen zu erreichen, wie zwei in der Sammlung des Laboratoire de Paléontologie zu Lyon (Collection Roman[1]) vorhandene Exemplare zeigen.

Ihre Maße sind:

1.	Durchmesser	18 cm
	größte Dicke	8,1 „
2.	Durchmesser	16,5 „
	Dicke	8,2 „

Vorkommen: Oberes Valanginien von Moustiers-St. Marie (Basses-Alpes).

Astieria mittreana Matheron sp. (non. d'Orbigny[2]) 1878.

1878. *Ammonites mittreanus* Matheron, Recherches paléont. B. 20.

1878. *Olcostephanus Astieri* Bayle, Explication de la carte géol. de la France. Pl. 58 fig. 2.

1907. *Astieria filosa* Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Teil IV. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. 31. Taf. XXII Fig. 3 a, b u. Taf. XXIII Fig. 2 a, b.

---

[1] Siehe Roman, Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans la Bas-Languedoc. Annales de l'Université de Lyon. **1**. 135.

[2] Da d'Orbigny die von ihm als *Ammonites mittreanus* bezeichnete Form (Prodrome de Paléontologie. Paris 1850) nicht abbildet, so wird diese Art durch die Abbildung Matheron's bestimmt. d'Orbigny's so bezeichnetes, aber nicht abgebildetes Exemplar, das ich in der Pariser Sammlung studieren konnte, stimmt übrigens mit der Matheron'schen Form nicht überein.

Vorkommen: Hauterive-Stufe von Saint-Martin (Alpes Maritimes, vorm. Var), im Hauterivien von Cressier und Neuenburg (Schweiz), Escragnolles (Alpes Maritimes), im mittleren Valanginien von Moustiers (Basses-Alpes).

Von dieser durch ihre zahlreichen feinen Rippen gekennzeichneten Form liegt mir ein Exemplar aus der Umgegend von Escragnolles (Alpes Maritimes) vor, das fast vollständig mit dem von Baumberger (l. c. Taf. XXIII Fig. 2 a, b) abgebildeten und von ihm als *Astieria filosa* bezeichneten Exemplar von Cressier übereinstimmt. Als Unterschied seiner *A. filosa* von *A. mittreana* Matheron führt Baumberger an, daß die Flankenrippen, welche die Dornknoten nicht erreichen, bei *A. filosa* in der Einsenkung zwischen den Dornknoten endigen und sich nicht zwischen den Nabelrippen gegen die Naht zu wie bei *A. mittreana* Matheron verlängern. Verfolgt man bei dem mir vorliegenden, etwas kleinerem Exemplar den Verlauf der Röhre, so bemerkt man, daß bei dem jüngeren Teil derselben einzelne Flankenrippen noch zwischen den Dornknoten sehr fein bis an die Nabelwand verstreichen, während bei dem der Mündung zu gelegenen Teil der Röhre die feinen Rippen sich noch mehr verflachen und schon in der Höhe der Dornknoten verschwinden. Dieser geringfügige Unterschied in den Flankenrippen scheint mir durch ein verschiedenes Alter erklärt zu werden. Im übrigen weist die von Matheron als *A. mittreana* abgebildete Form zu große Ähnlichkeiten mit den von Baumberger als *A. filosa* abgebildeten Exemplaren auf, als daß eine Trennung beider Formen notwendig erschiene.

Astieria stephanophora Matheron sp. 1878.

1878. *Ammonites stephanophorus* Matheron, Recherches paléontologiques dans le Midi de la France. Deuxième Partie. Pl. B 20 fig. 4 a, b.

Vorkommen: Valanginien von Südostfrankreich.

Astieria hispanica Mallada sp. 1882.

1882. *Holcostephanus hispanicus* Mallada, Bol. de la comm. del. Map. geol. Fig. im Jahre 1882 veröffentlicht, Text 1887.
1889. *Holcostephanus Bigueti* Sayn, Bull. Soc. géol. (3.) **17**. 681. Pl. XVII fig. 3, 4, 5.
1890. *Holcostephanus hispanicus* Nicklès, Contributions à la paléontologie du Sud-Est de l'Espagne. Mém. de la Soc. géol. **1**. Fasc. 2. p. 22. Pl. IX fig. 4, 11.

Vorkommen: Hauterivien von Querola-Fasedures bei Concentaina (Spanien), in den Bergen von Raye zwischen Barcelona und La Baume Cornillane (Drôme).

Astieria psilostoma Neumayr et Uhlig sp. 1881.

1881. *Olcostephanus psilostomus* Neumayr et Uhlig, Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. Palaeontographica. **27**. 149. Taf. 32 Fig. 2, 2a.
1902. *Astieria psilostoma* v. Koenen, Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 151.
1907. *Astieria psilostoma* Baumberger, Fauna der unteren Kreide des westschweizerischen Jura. Teil IV. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. 35. Taf. XXIV Fig. 6 u. Taf. XXI Fig. 4.

Vorkommen: Oberes Valanginien von Hoheneggelsen (Regierungsbezirk Hildesheim), Neuenburg und Twann (Schweiz).

Astieria psilostoma var. *Picteti* n. v.

1860. Pictet, Terrain Crétacé de Sainte-Croix. Pl. XLIII fig. 1a, b.

Pictet bildet (l. c. Pl. XLIII fig. 1a, b) eine *Astieria psilostoma*-Form ab, die von der typischen *A. psilostoma* wie von der Varietät Koenen's etwas abweicht. Desgleichen liegt mir ein mit der von Pictet abgebildeten Form fast vollständig übereinstimmendes Exemplar von Stadthagen vor. Diese Pictet'sche Varietät ist bedeutend schmäler und macht sozusagen einen eleganteren Eindruck als die beiden anderen Varietäten, drei scharfe und starke Flankenrippen laufen in einem scharfen Dornknoten zusammen. Zu diesen drei Flankenrippen gesellt sich oft noch eine, in der Einsenkung zwischen

den Dornknoten verlaufende, vierte Flankenrippe. Von einer Einsenkung oder Verflachung der Flankenrippen hinter den Dornknoten wie bei der typischen *A. psilostoma* Neumayr et Uhlig ist nichts wahrzunehmen. Die Nabelrippen sind keilförmig nach vorne gerichtet. Der Mundsaum ist nach der Außenseite vorgezogen und zeigt eine wulstförmige Einfassung, der noch eine schwache Einsenkung folgt. Die Suturlinie konnte nicht beobachtet werden.

Durchmesser	6,5 cm
größte Breite	2,8 „

Vorkommen: Stadthagen (Schaumburg-Lippe).

Astieria psilostoma var. *Wilmanae* Kitchin.

1908. *Holcostephanus Wilmanae* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. **7.** 195. Pl. IX fig. 1, 1 a.

Diese Varietät steht den übrigen *A. psilostoma*-Formen sehr nahe, besonders der var. *Picteti*. Ein geringes Unterscheidungsmerkmal für die var. *Wilmanae* ergibt sich daraus, daß die Rippen mehr geschwungen sind als bei der var. *Picteti* und daß der Nabel ein wenig weiter als bei der var. *Koeneni* ist.

Vorkommen: Sunday River, Südafrika.

Astieria psilostoma var. *Koeneni* n. v.

1902. *Astieria* aff. *psilostoma* v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 151. Taf. LIV Fig. 2 a, b.

Vorkommen: Stadthagen (Schaumburg-Lippe).

Astieria Bachelardi Sayn 1889.

1889. *Holcostephanus Bachelardi* Sayn, Ammonites nouvelles du Néocomien inférieur. Bull. soc. géol. (3.) **17.** 679. Pl. XVII Fig. 1 a, b.

1901. *Holcostephanus Wilfridi* Karakasch, Note sur le Crétacé inférieur de Biassala. Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble. **6.** 106. Pl. XIV Fig. 1 u. 2.

1907. *Astieria Bachelardi* Baumberger und Heim, Paläont.-strat. Untersuchungen über Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze. Abh. d. schweizer. paläont. Ges. **34**. 22. Taf. I Fig. 4, 5, 6.

Vorkommen: Hauterivien von Biassala (Crimée), der Alp Obersäß in den Churfirsten (Schweiz), Valanginien des Departement Drôme.

Astieria ventricosa v. Koenen sp. 1902.

1881. *Olcostephanus multiplicatus* (non Roemer) Neumayr et Uhlig, Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. Palaeontographica. **27**. 150. Taf. XXXIII Fig. 2.

1902. *Astieria ventricosa* v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 144.

Vorkommen: Hoheneggelsen (Regierungsbezirk Hildesheim), Villers le Lac (Doubs.).

Astieria variegata Paquier sp. 1900.

1900. *Holcostephanus variegatus* Paquier, Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies Orientales (Thèse). Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Univ. de Grenoble. **5**. 550.

Vorkommen: Unteres Hauterivien von Rosans und Valdrôme (Drôme).

[*Astieria ovalina* (v. Koenen) 1902.]

1902. *Astieria ovalina* (nicht abgebildet!) v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 147.

Vorkommen: Unteres Hauterivien von Elligser Brink.

Astieria convoluta v. Koenen sp. 1902.

1902. *Astieria convoluta* v. Koenen, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 24. p. 146. Taf. XXXIX Fig. 4a, b.

Vorkommen: Unteres Hauterivien von Hilsbornsgrund und Elligser Brink; Hauterivien von Escragnolles (Alpes Maritimes).

Astieria Guebhardi Kilian sp. 1905.

1901. *Holcostephanus (Astieria)* cf. *Atherstoni* Karakasch, Note sur le Crétacé inférieur de Biassala (Krim). Traveaux du laboratoire de Géologie de Grenoble. **6**. 103. Pl. XIV fig. 3.

1905. *Holcostephanus (Astieria) Guebhardi* Kilian, Sur quelques fossiles remarquables de l'Hauterivien d'Escragnolles. Bull. soc. géol. de France. p. 866. Pl. LVII fig. 2a, b.

Vorkommen: Biassala (Krim); Hauterivien von Escragnolles (Alpes Maritimes).

Astieria latiflexa Baumberger sp. 1907.

1907. Baumberger, Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Teil IV. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. **34**. 34. Taf. XIX Fig. 3a, b.

Vorkommen: Unteres Hauterivien von Twann (Schweiz).

Astieria Rogersi Kitchin 1908.

1908. *Holcostephanus Rogersi* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. **7**. 201. Pl. IX fig. 3; X fig. 2.

Vorkommen: Sunday River (Südafrika).

Astieria modderensis Kitchin 1908.

1908. *Holcostephanus modderensis* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. 7. 202. Pl. X fig. 3, 3 a.

Vorkommen: Sunday River (Südafrika).

Astieria uitenhagensis Kitchin 1908.

1905. *Olcostephanus Baini* Hatch and Corstorphine (partim), The Geology of South Africa. p. 243. Fig. 65.

1908. *Holcostephanus uitenhagensis* Kitchin, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Annals of the South African Museum. 7. 206. Pl. XI.

Vorkommen: Uitenhage (Südafrika).

Astieria Klaatschi n. sp.

Taf. XVI Fig. 1 u. 2.

Diese Art ist in der Grenobler Sammlung durch ein Exemplar aus Chaix bei la Garde (Basses-Alpes) vertreten. Sie besitzt ein aufgeblasenes, ziemlich enggenabeltes Gehäuse. Die langsam anwachsenden Umgänge umfassen die inneren Umgänge bis zu den Dornknoten. Die spitzen, kräftig ausgebildeten Dornknoten erheben sich an der Umbiegungsstelle der Nahtfläche. Auf dem letzten Umgange beträgt ihre Anzahl 14. Von diesen Dornknoten gehen kurze, leicht nach rückwärts geschwungene Nabelrippen aus, die in die innere Nabelwand verlaufen. Jedem Dornknoten entsprechen ferner sechs, bei dem vorderen Teil des letzten Umganges sieben bis acht deutlich markierte Flankenrippen, die sämtlich ihren Ausgangspunkt im Dornknoten haben. Weitere Spaltungen der Flankenrippen finden nicht statt, dieselben verlaufen ohne Unterbrechung über die Siphonalseite.

Der Durchmesser beträgt 5,1 cm, bei einer größten Breite von 3,2 cm, die Nabelweite mißt 9,8 mm. Der Verlauf der Suturlinie konnte leider nicht beobachtet werden.

Von der sonst sehr ähnlichen *Astieria latiflexa* Baumberger unterscheidet sich diese Art durch die größere Anzahl

der Flankenrippen. Auch mit *A. variegata* Paquier kann sie nicht in Verbindung gebracht werden, da diese Form Spaltungsrippen aufweist.

Vorkommen: Hauterive-Stufe von Chaix bei la Garde (Basses-Alpes); St.-Martin (Alpes-Maritimes, vorm. Var).

Astieria irregularis n. sp.

Taf. XVII Fig. 1.

In dem unteren Hauterivien von Marignac (Drôme) fand sich eine neue Art, die höchstens mit *Astieria ventricosa* eine entfernte Verwandtschaft zeigt. Das vorliegende Exemplar ist ziemlich weitgenabelt und besitzt bei einem Durchmesser von 9,8 cm nur eine Dicke von 2,78 cm. Vor allem unterscheidet sich diese Art von anderen durch die Ausbildung ihrer kräftigen Flankenrippen. Aus einem scharfen Dornknoten entspringen gewöhnlich drei Rippen, von denen sich zwei, zuweilen auch nur eine in der Mitte der Flanke, seltener gleich hinter dem Dornknoten nochmals gabelt oder abspaltet. Die Flankenrippen sind in leichtem Bogen nach rückwärts geschweift. Die Nabelrippen zeigen sich als kurze, nach vorwärts gerichtete, keilförmige Fortsätze der Dornknoten. Die inneren Umgänge des Exemplares haben eine weit feinere gleichmäßige Ausbildung der Flankenrippen. Die Suturlinie konnte nicht beobachtet werden. Der Mundsaum ist gegen die Außenseite vorgezogen und von einer starken Einschnürung umgeben.

Vorkommen: Hauterivien von Marignac (Drôme).

* * *

Außer diesen soeben angeführten Formen finden sich noch andere unter der Bezeichnung *Astieria* in der Literatur. Teilweise sind dieselben zu ungenau beschrieben, um sie mit Sicherheit an der richtigen Stelle anführen zu können, so dürfte vielleicht von den von Mallada (Sinopsis de las Especies Fossiles. 3. Madrid 1887) beschriebenen Jugendformen von

Astieria die l. c. Pl. 10 fig. 1 u. 4 abgebildete Form zu *A. Atherstoni*, fig. 2 u. 3 zu *A. Astieriana*, fig. 6 zu *A. psilostoma* gehören.

Teilweise kommt den in der Literatur mit *Astieria* bezeichneten Formen eine ganz andere systematische Stellung zu:

Der von Pomel (Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie 1889. (1.) No. 2. p. 69. Pl. VI fig. 3, 4 beschriebene *Ammonites Astierianus* ist eine *Spiticeras*-Form, desgleichen die von Pictet (Melanges Paléontologiques) Pl. 18 fig. 3 und Pl. 38 fig. 8 abgebildete Form.

Ebenso ist *Ammonites spitiensis* Blanford, der von Pavlow irrtümlicherweise zu *Astieria* gestellt worden war, schon von Uhlig *Spiticeras* zugewiesen worden. Ferner ist *Holcostephanus (Astieria) multiplicatus* Roemer (non Neumayr et Uhlig) ein *Polyptychites.*

Ammonites nucleus Roemer ist von v. Koenen gleichfalls zu *Polyptychites* gestellt worden, geeigneter wäre es vielleicht, für diese Form eine neue Untergattung zu schaffen. *Astieria sulcosa* Pavlow scheint mir eine *Holcodiscus*-Form und *Holcodiscus rotula* Sow. verwandt zu sein. Kürzlich sind auch von Karakasch (Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa fauna) eine Reihe Jugendformen von *Astieria* als fünf neue Arten beschrieben worden. Bei der bekannten Verschiedenheit der Jugendformen von den ausgewachsenen Exemplaren der Gattung *Astieria*, wie sie erst neuerdings von Baumberger und Heim bei *Astieria Bachelardi* gezeigt worden ist, scheint es mir wenig geeignet, Jugendformen von Astierien als Typen neuer Arten zu wählen und habe ich deshalb diese neuen, von Karakasch geschaffenen Arten hier nicht aufgeführt. Bei unserer bis jetzt noch geringen Kenntnis der Jugendformen[1] sowie der Entwicklungsgeschichte der verschiedenen *Astieria*-Arten überhaupt dürften sich vielleicht auch noch einige weitere der bis jetzt getrennten *Astieria*-Arten als miteinander identisch herausstellen.

[1] Die hoffentlich bald veröffentlichten Untersuchungen Sayn's über die verkiesten Astierien aus dem Valanginien Südfrankreichs dürften uns manchen Aufschluß hierüber geben.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XVI.

Fig. 1, 2. *Astieria Klaatschi* n. sp.
„ 3. *Astieria Atherstoni* var. *densicostata* n. var.

Tafel XVII.

Fig. 1. *Astieria irregularis* n. sp.
„ 2. *Astieria Jeannottii* var. *crassissima* n. var.

Alle Originale befinden sich in der Sammlung des Laboratoire de Géologie zu Grenoble.

Sämtliche Figuren sind in natürlicher Größe.

Gibt es Hippuritiden, welche durch Knospung Kolonien bilden?

Von

Th. Brandes in Göttingen.

Mit Taf. XVIII.

Prof. Steinmann schreibt in seinem Buche über die geologischen Grundlagen der Abstammungslehre[1] einem Teile der in der Kreide ausgestorbenen Rudisten, insbesondere den Hippuritiden, eine ungeschlechtliche Fortpflanzung zu; und zwar soll sich ein Teil der Individuen einer Art geschlechtlich fortgepflanzt haben, während bei anderen Individuen derselben Art „Koloniebildung durch Knospung" stattgefunden habe.

Von Herrn Prof. Dr. Pompeckj wurde ich angeregt, zu untersuchen, ob sich die Steinmann'sche Anschauung bezüglich der ungeschlechtlichen Fortpflanzung der Rudisten durch Beobachtung bestätigen würde, da wir bei rezenten Lamellibranchiaten ausschließlich geschlechtliche Fortpflanzung — entweder direkte Entwicklung oder Metamorphose über das Stadium der Veligerlarve bezw. das Glochidienstadium — beobachten.

In der Sammlung des geologischen Museums zu Göttingen befand sich ein den Ablagerungen der oberen Kreide des Gosautales entstammendes Exemplar von *Batolites tirolicus* (Douv.) (Taf. XVIII A, B), welches eine den Abbildungen in dem genannten Buche Steinmann's entsprechende „Hippuriten-

[1] G. Steinmann, Die geologischen Grundlagen der Abstammungslehre. Leipzig 1908. p. 168 ff.

kolonie" darstellt. Dieses Exemplar habe ich zum Gegenstand meiner Untersuchung gemacht.

K. v. Zittel hat diese Rudistenart in seinem Werke über die Gosaubivalven[1] als *Hippurites organisans* beschrieben und weist schon dort auf das Vorkommen von zusammengewachsenen Exemplaren hin; „sie findet sich immer in Tausenden oder Millionen von Individuen zusammengehäuft, deren Schalen gewöhnlich in paralleler Richtung so innig miteinander verwachsen sind, daß förmlich feste Riffe entstehen".

Das mir vorliegende Exemplar ist durch einen Längsschnitt in zwei Teile zerlegt worden, welche annähernd den in Fig. A und B (Taf. XVIII) abgebildeten Ansichten entsprechen. Durch Teil A habe ich dann in verschiedener Höhe Schnitte und Schliffe in horizontaler Richtung parallel zum Oberrand hindurchgelegt (Taf. XVIII Fig. I, II, III).

Schnitt I ist so geführt, daß der Anfang des quer über die Schale des älteren Tieres gewachsenen kleinen Individuums *(a)* gerade auf der Schnittfläche liegt. Es ergibt sich zunächst, daß es sich an dieser Schnittstelle nicht um ein einzelnes älteres Individuum handelt, auf welchem sich das jüngere befindet, sondern um eine Verwachsung von 3 Individuen derselben Art. Zwei jüngere Tiere (*b* und *c*), welche beide die charakteristische Schloßfalte sowie das erste und zweite Säulchen besitzen, sind wenige Millimeter über dem Wirbel der Unterschale eines älteren Individuums *(a)* mit demselben verwachsen, derart daß zwischen den Wohnkammern der einzelnen Tiere keinerlei Verbindung besteht (siehe Figur!). An dem Schliff konnte ich ferner konstatieren, daß die Schale des kleinen Individuums nicht aus der eines größeren hervorgeht, vielmehr entwickelt sich das kleinere Individuum *(a)* selbständig ohne jeglichen Zusammenhang mit der Schale des älteren Tieres *(b)* vom jüngsten Stadium an.

Bei dem Zusammenwachsen der drei älteren Individuen *(a, b, c)* ist ein merkwürdiger Fall von Sparsamkeit bezüglich der Schalenabsonderung zu beobachten, indem das jüngere Tier nach der dem älteren zugekehrten Seite eine dünnere

[1] Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. 1864. p. 64.

Schale als am übrigen Umfang, stellenweise auch gar keine Schale abgesondert hat. Dieselbe Erscheinung konnte ich beim Weiterschleifen nach oben hin an dem kleineren Individuum *(a)* beobachten. Dasselbe hat nach der dem älteren Tiere zugewandten Seite eine dünnere Schale, d. h. geringere Schalenmasse, ausgeschieden; jedoch fällt sie hier niemals ganz fort infolge der Querlage des jüngeren Tieres über der starkgerippten älteren Schale.

Schnitt II verläuft unterhalb der dem Oberrand genäherten scheinbaren Kolonie *(c)*, so daß die Anfangsstelle der Knospung, handelte es sich bei dieser Erscheinung um eine solche, auf dem Schliff liegen müßte. Die Individuen *a*, *b*, *c*, welche in Schliff I zu beobachten waren, haben sich in diesem Schliff (II) zu *a'*, *b'*, *c'* entwickelt. Anstatt einer Knospung konnte ich wieder den selbständigen Anfang eines neuen Individuums *(x)* auf der Außenseite der Schale des älteren Tieres *(b')* konstatieren, jedoch kein Hervorgehen der neuen Schale aus der älteren, wie es doch bei einem Knospungsvorgang der Fall sein müßte. Beim Weiterschleifen nach oben zeigte sich, daß auch die Schale dieses jungen Individuums *(x)* nach der dem älteren Tiere *(b')* zugekehrten Seite dünner wurde, so daß in dem $2\frac{1}{2}$ mm über Schnitt II liegenden

Schnitt III das Stadium erreicht ist, bei welchem gerade die Schalenabsonderung aufhört. Das in Schliff II beginnende Individuum *(x)* hat sich zu *x'* entwickelt. Neben dem Individuum *(x')* liegt jederseits der Anfang eines neuen Individuums (*y* und *z*). Diese beiden sind durch Mergelmassen von den älteren Tieren getrennt; ihre Selbständigkeit ist daher außer Zweifel.

Wird die Divergenz der Körperachsen der Tiere nach dem Oberrand zu stärker, so findet, wie an den älteren Individuen (*a''*, *b''*, *c''*) aus Schnitt III ersichtlich ist, wieder Schalenabsonderung auch nach den sich berührenden Seiten der Tiere statt. Dort wo drei Tiere zusammenstoßen, kann ein mit Mergel ausgefüllter Hohlraum *(h)* entstehen, wie ich ihn in Schnitt III beobachten konnte.

Da sich demnach die Tiere vom frühesten Stadium an ohne jeglichen organischen Zusammenhang selbständig auf der Schale des älteren Tieres entwickeln, handelt es sich bei

diesen von Steinmann als „Koloniebildung durch Knospung“ gedeuteten Erscheinungen nur um ein Aneinanderwachsen einer Anzahl von Individuen verschiedenen Alters.

Die Rudisten sind sessile Muscheltiere gewesen. Ihre Jugendformen werden sich schon früh, vermutlich im Veliger- oder Glochidienstadium an irgend einem Gegenstande des Meeresbodens festgeheftet haben. Die Schalen älterer Rudisten könnten einmal wegen ihrer rauhen gerippten Oberfläche und dann wegen der schon für die älteren Individuen doch günstigen Lebensbedingungen zum Anheften und zum Gedeihen günstige Gelegenheit geboten haben. Durch Ansiedelung eines oder mehrerer Tiere im Larvenstadium auf der Schale eines älteren Rudisten können dann die in Rede stehenden Verwachsungen zustande gekommen sein.

Koloniebildung durch Knospung ist also bei den als Kolonien erscheinenden zusammengewachsenen Hippuritenindividuen nach der hier untersuchten „Kolonie“ nicht zu beweisen.

Göttingen, Geol.-Paläontol. Inst., 16. Febr. 1909.

Tafel-Erklärung.

Tafel XVIII.

A. *Batolites tirolicus* (Douv.); ca. 10 Individuen verschiedener Größe aneinander gewachsen.

B. Dasselbe Exemplar ca. 100° um die Längsachse gedreht.

I. Horizontalschnitt durch A. Die Höhe des Schnittes aus Fig. A (I) ersichtlich.

a, b, c Individuen, welche miteinander verwachsen sind, *u'* der Anfang des jungen Individuums *u* (Fig. A).

II. und III. Ebenfalls Horizontalschnitte. Die Höhe der Schnittebenen aus Fig. A (II und III) ersichtlich.

x, y, z die Anfänge junger Individuen; *h* ein mit Mergel ausgefüllter Hohlraum.

Ueber Apatit und Beryll von Tonkerhoek (Deutsch-SW.-Afrika).

Von

Dr. **H. Thiene** in Jena.

Mit Taf. XIX—XXII.

Das von einem Südwestafrikakrieger, Herrn Feldwebel Klein, uns zur Untersuchung gebrachte Material sah beim ersten Anblick so aus, als ob alles ein einziges Mineral wäre. Die nähere Betrachtung ergab jedoch, daß etwa die eine Hälfte Beryll und die andere Apatit sei. Die beiden Mineralien wurden mittels Thoulet'scher Lösung nach dem spezifischen Gewicht getrennt.

I. Apatit.

Die Farbe ist sehr wechselnd; es finden sich neben wasserklar durchsichtigen Stücken gelbe, blaßviolette, hellgrüne, hellblaue, schwach rosa und weinrot gefärbte. Folgende, auch an Apatiten anderer Fundorte bereits beobachteten Flächen wurden gefunden: $\{10\bar{1}0\}\,\infty P$, $\{11\bar{2}0\}\,\infty P2$, $\{21\bar{3}0\}\,\infty P\frac{3}{2}$, $\{0001\}\,0P$, $\{10\bar{1}1\}\,P$, $\{10\bar{1}2\}\,\frac{1}{2}P$, $\{20\bar{2}1\}\,2P$, $\{11\bar{2}1\}\,2P2$, $\{21\bar{3}1\}\,\frac{3P\frac{3}{2}}{2}$.

Die Ausbildung der Kristalle ist eine säulige, selten eine dicktafelige nach $\{0001\}$. Die Prismenflächen und die Basis herrschen gegenüber den Pyramidenflächen vor. Auf der Basis wurden natürliche Ätzerscheinungen beobachtet, deren Aus-

bildung jedoch so schlecht war, daß eine nähere Untersuchung nicht vorgenommen werden konnte. Das spezifische Gewicht wurde mittels Rohrbach'scher Lösung bestimmt und D. = 3.21 gefunden. Die chemische Untersuchung ergab, daß die vorliegenden Apatite Fluor und kein Chlor enthalten, so daß sie also zur Klasse der Fluorapatite zu rechnen sind.

II. Beryll.

Die Farbe ist ebenfalls sehr verschieden; außer fast wasserklar durchsichtigen Stücken fanden sich weingelbe, blaßblaue (Aquamarin) und blaßgrüne (Smaragd). Folgende, auch sonst schon beobachteten Formen wurden festgestellt: {0001} 0P, {10$\bar{1}$0} ∞P. {11$\bar{2}$0} ∞P2. {21$\bar{3}$0} $\infty P\frac{3}{2}$. {10$\bar{1}$1} P, {11$\bar{2}$2} P2, {11$\bar{2}$1} 2P2, {21$\bar{3}$1} $3P\frac{3}{2}$.

Die Ausbildung der Kristalle ist durchweg eine dicktafelige nach (0001). Die meisten Kristalle stellen eine Kombination von (0001), (10$\bar{1}$0), (11$\bar{2}$2) und (11$\bar{2}$1) dar. Die Bestimmung des spezifischen Gewichts mittels Thoulet'scher Lösung ergab D. = 2,713.

Mehrere Kristalle enthielten regellos gelagerte Einschlüsse von Turmalin. Fast sämtliche Kristalle zeigten mehr oder weniger gute natürliche Ätzfiguren, und zwar meistens auf (10$\bar{1}$0), seltener auf (11$\bar{2}$1) und auf (0001); auf keiner der genannten Flächen war jedoch eine auf hemiedrische oder tetartoedrische Ausbildung hinweisende Asymmetrie nachzuweisen. Die Ätzfiguren auf dem Prisma sind ziemlich gut ausgebildet; sie zeigen eine briefkuvertähnliche, rechteckige Form, und zwar steht die c-Achse des Kristalls senkrecht auf der längeren Seite des Rechtecks. Die einfachste Ausbildung zeigt Fig. 1. Jedes Ätzgrübchen wird von zwei prismatischen und zwei pyramidalen Flächen gebildet. Neben diesen kommen auch solche vor, bei denen noch mehr prismatische und pyramidale Flächen in einer Zone auftreten (Fig. 2 u. 3). Einzelne haben außer diesen genannten Flächen noch eine der Prismenfläche des Kristalls parallel laufende Grundfläche (Fig. 4); im letzteren Falle sind die pyramidalen Flächen gewöhnlich stark gerundet. Bei weitem seltener fanden sich Ätzfiguren auf (11$\bar{2}$1) (Fig. 5). Sie entsprechen gleichschenkeligen Drei-

ecken, deren Spitze nach der Basis des Kristalls zu liegt und deren Grundlinie parallel der Kombinationskante von Basis und Pyramide geht. Die innere Begrenzung wird von drei Flächen und einer der Pyramidenfläche parallelen Grundfläche gebildet. Auf (0001) wurden ausnahmsweise sechseckige, von Steilpyramiden gebildete Ätzgrübchen beobachtet, die teils Pyramiden I. Art, teils solchen II. Art entsprechen. Meistens jedoch wurde eine feine, dem Prisma II. Art parallel gehende Streifung beobachtet, zwischen der einzelne, dieses System unregelmäßig durchkreuzende Streifen sichtbar wurden. Bei stärkerer Vergrößerung löste sich dieses ganze System von Linien in teils einzelne, teils zusammenhängende Ätzfiguren auf (Fig. 6). Die Lichtfigur auf der Basis ist ein sechsstrahliger, parallel dem Prisma I. Art liegender Stern. Ferner war an einigen Kristallen auf der Prismenfläche eine leidlich gute Lichtfigur zu beobachten, deren Reflexe sich auf dem Goniometer auch messen ließen, wenn man statt des Spaltes vor dem Kollimatorrohr eine kreisrunde, etwa 1 mm weite Blende anbrachte. Die Lichtfigur gleicht einem Rhombus, dessen längere Diagonale parallel der c-Achse des Kristalls liegt (Fig. 7). Außer vier den Ecken des Rhombus entsprechenden Kulminationspunkten wurde noch einer auf dem Durchschnittspunkt der Diagonalen des Rhombus und je zwei weitere in der Verlängerung der kurzen Diagonale rechts und links beobachtet. Die vier erstgenannten sind durch Lichtstreifen verbunden und vom mittelsten Kulminationspunkte gehen vier zueinander senkrechte Strahlen aus. Eine noch kompliziertere Lichtfigur zeigt Fig. 8. Die Messungen ergaben:

				Mittel
$\angle(1:2) = \angle(1:3)$	16° 29′	16° 8′ 15″	16° 24′ . . .	16° 20′ 25″
$\angle(1:5) = \angle(1:4)$	6 47	7 33	7 13	
	7 9	7 2	7 2 30″	
	6 8 30″	6 24 30	6 58	
	6 29 30	. . . . .	. . . . .	6° 52′ 42″
$\angle(4:8) = \angle(5:9)$	1 59	1 57 30	2 14 30	
	2 5 30	2 10 30	2 3	2° 5′
$\angle(6:8) = \angle(7:9)$	8 1	8 36	8 0 30 . .	8° 12′ 30″

Berechnet man daraus die Achsenlängen für die entsprechenden Flächen, so erhält man:

für Fläche 2 und 3 a : c = 1 : 2,9539
„ „ 4 „ 5 a : b = 1 : 1,1497 = 20 : 23
„ „ 6 „ 7 a : b = 1 : 1,2003 = 20 : 24
„ „ 8 „ 9 a : b = 1 : 1,4342 = 20 : 29

Für die c-Achse des Berylls gibt Hintze 0,49886 an; es steht also diese c-Achse zu der an den Ätzfiguren gemessenen im Verhältnis 1 : 5,921. Berücksichtigt man jedoch einesteils die schwierige Messung und andernteils den Umstand, daß schon der Winkel 16° 8′ für c = 2,993 und als Verhältnis der beiden c-Achsen genau 1 : 6 ergibt, so dürfte es wohl erlaubt sein, die Differenz von 11′35″ als innerhalb der Fehlergrenze liegend anzunehmen und als Verhältnis der beiden c-Achsen 1 : 6 zu setzen. Betrachten wir noch die Abschnitte der Flächen 4—5, 6—7 und 8—9 auf der Achse b, so sieht man sofort, daß die der beiden ersteren im Verhältnis 3 : 4 stehen, und zwar mit einer Genauigkeit, wie sie besser kaum verlangt werden kann; nur bei dem 3. Abschnitt von 8—9 könnte man im Zweifel sein, ob man das Verhältnis 8 oder 9 vor sich hat. Da aus den vorhandenen Messungen dies nicht festzustellen war, so wurden für diese beiden Verhältnisse die Winkel (6 : 8) und (7 : 9) zurückberechnet. Dabei ergab sich eine Winkeldifferenz von 2°. Eine abermalige Einstellung der in Frage kommenden Reflexe entschied ohne jeden Zweifel für den größeren Winkel, so daß also die drei b-Achsen im Verhältnis 3 : 4 : 9 stehen. Es konnte also auch hier die seinerzeit von G. Linck[1] am Sylvin gefundene Rationalität der einzelnen Achsenabschnitte der Flächen der Ätzgrübchen festgestellt werden.

Jena, Mineralog. Institut, März 1909.

---

[1] G. Linck, Ätzfiguren am Sylvin. Tscherm. Min.-petrogr. Mitteil. 1891. p. 82 u. ff.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XIX.

Fig. 1. Einfache Ätzfigur auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll. (Vergr. 40fach.)
„ 2. Flächenreichere Ätzfigur auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll. (Vergr. 52fach.)

Tafel XX.

Fig. 3. Flächenreichere Ätzfigur auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll. (Vergr. 52fach.)
„ 4. Ätzfigur mit Grundfläche und gerundeten Seitenflächen auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll. (Vergr. 36fach.)

Tafel XXI.

Fig. 5. Dreieckige Ätzgrübchen auf $(11\bar{2}1)$ am Beryll. (Vergr. 176fach.)
„ 6. Ätzfiguren auf (0001) am Beryll. (Vergr. 64fach.)

Tafel XXII.

Fig. 7. Einfache Lichtfigur auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll.
„ 8. Kompliziertere Lichtfigur auf $(10\bar{1}0)$ am Beryll.

Der Erdbebengürtel der Erde.

Von

F. X. Schaffer.

Mit 1 Karte (Taf. XXIII).

Die letzten Jahrzehnte und gerade wieder die letzten Jahre haben eine gesteigerte seismische Tätigkeit erkennen lassen. Durch die fortgeschrittenen Untersuchungsmethoden hat man die Verbreitung der Beben genauer kennen gelernt und die Geophysik und die Geologie haben über deren Natur und deren Zusammenhang mit dem Baue der Erdfeste Licht gebreitet. Was gerade diese Beziehungen zwischen Erdbewegungen und Tektonik betrifft, hat Montessus de Ballore ein bewunderungswürdiges Tatsachenmaterial zusammengetragen und verarbeitet und daraus die Erkenntnis gewonnen, daß die Erdbeben fast ausschließlich (91 %) auf zwei schmale Zonen verteilt sind, die mit den Geosynklinalen der mesozoischen Zeit, den jungen Faltengebirgen zusammenfallen, die zirkumpazifische und die alpin-himalayische Zone.

Doch diese Zonen sind nicht überall gleich aktiv, es wechseln Gebiete stärkerer seismischer Tätigkeit mit Regionen großer Ruhe und die heftigen vulkanischen Erscheinungen, die an dieselben Linien gebunden sind, verwischen die Unterscheidung tektonischer und vulkanischer Beben in weiten Länderstrecken vollständig. Auch sind eine ganze Reihe von Erdbebenherden nicht in Zusammenhang mit diesen Zonen zu bringen.

Schon die Katastrophe von San Franzisko im Jahre 1906 hat die merkwürdige Tatsache mit größerer Sicherheit er-

kennen lassen, daß die Gebiete fast aller katastrophalen Beben der historischen Zeit nahezu unter gleicher geographischer Breite nördlich vom Äquator liegen. Es soll nur an die Insel Nippon, die Gegend von Wernoje, Schemacha, Armenien, Kleinasien, den Archipel, den Peloponnes, Süditalien, Südspanien, Lissabon erinnert werden, in deren Breite jenseits des Atlantik Charleston gelegen ist und sich San Franzisko mit überraschender Genauigkeit einfügt. Es schlingt sich ein Ring der Katastrophenbeben um die nördliche Halbkugel, der etwa zwischen dem 35. und 40. Breitegrad verläuft.

Die Verheerung von San Franzisko ist mit den tektonischen Veränderungen, die die Erdoberfläche damit erlitten hat, nur in zu frischer Erinnerung. Die Stadt liegt unter dem 38. Breitegrad und Los Angelos unter dem 34.° und Owens valley unter dem 36.° sind durch Beben wiederholt heimgesuchte Punkte.

Am Unterlauf des Mississippi hat in der Umgebung von Memphis (35.°) seit 1811 eine Reihe von Beben stattgefunden, wie sie nach Montessus' Äußerung in dieser Gegend, die weit entfernt von den Faltengebirgen gelegen ist, nicht erwartet werden sollten. Die beunruhigenden tektonischen Vorgänge werden am besten dadurch bezeichnet, daß diese Region „sink country" genannt wird.

1886 und 1903 wurden Charleston und Sommerville (33.°) von seismischen Katastrophen betroffen, die der Wissenschaft bisher so unerklärlich geblieben sind, daß sie Montessus als ganz abnormal in dieser Region und ihre Ursache als sehr mysteriös bezeichnet. Er ist geneigt, sie mit den Falten der niedergebrochenen Atlantis in Zusammenhang zu bringen, die einst den Ozean überbrückt haben.

Die Azoren (zwischen 37. und 40.°) sind durch Erd- und Seebeben ausgezeichnet, die oft katastrophalen Charakter angenommen haben.

Dann betreten wir ostwärts fortschreitend den europäischen Kontinent und stehen an der Tajomündung, die 1755 der Schauplatz der Katastrophe von Lissabon gewesen ist und als seismisch leicht erregbarer Punkt gilt. Es folgen die Schüttergebiete von Andalusien (37.—38.°), der algerischen Küste (36.—37.°), Sizilien und Süditalien zwischen dem 38. und

40. Breitegrad bis hinauf nach Ischia (41.°) mit ihren zahlreichen Katastrophen. Dann setzt sich der verhängnisvolle Gürtel in Mittelgriechenland und am Golf von Korinth fort (38.—39.°), wo seit den ältesten Zeiten seismische Katastrophen mit sichtbaren Veränderungen der Erdfeste aufgetreten sind. Hier schließt sich nördlich ein schütterreiches Gebiet längs der jungen dinarischen Faltung, des Balkans und der adriatischen Senkung an, das bis Belluno, Laibach und Agram reicht (alle etwa unter dem 46.°). Doch sind die dort auftretenden Beben keineswegs von der Stärke der eben erwähnten und Veränderungen der Erdoberfläche sind niemals beobachtet worden. Nur weil die Erschütterungen dicht bewohnte und unzweckmäßig gebaute Städte trafen, denen ähnliche Katastrophen bisher fremd gewesen sind, haben sie eine solche Bedeutung erlangt. Eine ähnliche Rolle spielen auch die isolierten Herde von Komorn, Sillein u. a., die im Bereiche der jungen Faltenzüge gelegen sind. Noch viel unbedeutender sind die übrigen europäischen Beben, von denen nur einige an habituelle Schüttergebiete gebunden sind, wie manche Schweizer, die Vogtländischen, die des Rheintales, der Aachener Gegend u. a.

Epizentren katastrophaler Erderschütterungen lassen sich über den Archipel (Chios, Mitilene) nach Smyrna und in das Mäandertal (38.°) verfolgen, die alle in der Chronik der letzten Jahre eine traurige Berühmtheit erlangt haben. Über Brussa und Konstantinopel (41.°) dehnt sich der Gürtel nach Norden aus. Über Anatolien erstreckt er sich ostwärts. Hier liegen Josgad, Kaisarie, Anavarza, Limassol, Antiochia und Haleb, weiter Malatia, die den Anschluß an Armenien herstellen, das zu den am meisten heimgesuchten Gebieten der Erde gehört. Wan, Bitlis, Erzerum, Erzingan, Diarbekir, zwischen 38. und 40. Breitegrad gelegen, sind bekannte Herde. Nördlich schließen sich Alkakalaki, Tiflis und besonders Schemacha an, die den Gürtel bis über den 41.° ausdehnen.

Die westlichen Provinzen Persiens, Azerbeidschan, und der Norden von Khorassan leiten hinüber nach Turkestan, wo Samarkand, Andidschan und das nördlicher gelegene Wernoje (43.°) in der Fortsetzung der Zone liegen. Sie alle sind durch ihre Katastrophen bekannt.

Dann schließen sich die weniger erforschten Gebiete von Tibet und des Tarimbeckens an, über die keine Nachrichten vorliegen. Aber sowie der Oberlauf des Jangtse-kiang und der Mittellauf des Hoangho erreicht werden, über die wir besser unterrichtet sind, sind katastrophale Beben zu verzeichnen, die sich bis Peking (40.°) nach Norden und Nanking (32.°) nach Süden ausbreiten und im Tsingling-Gebirge (34.°) nach geschichtlichen Überlieferungen die größten tektonischen Vorgänge ausgelöst haben.

Und daran knüpfen sich eng die japanischen Inseln, die als das von den stärksten Beben betroffene Land der Erde gelten, deren Intensität zwischen 33. und 38. Breitegrad auf Nippon am größten ist und die sich bis in den südlichen Teil von Jesso, bis zum 43.° ausbreiten. Der nördlich davon gelegene Teil des östlichen Kaiserreiches ist ebenso wie der weitere Norden bis Kamtschatka und zu den Aleuten verhältnismäßig ruhig.

Der Teil Asiens, der nördlich von dem besprochenen Bebengürtel liegt, gilt als völlig aseismisch. Nur das Becken von Irkutsk und des Baikalsees ist ein engbegrenztes Schüttergebiet. Doch hat schon Montessus betont, daß die vielbesprochenen Terrainveränderungen, die im Anschlusse an das Beben im Selengadelta eingetreten sind, nur der Labilität des Untergrundes zuzuschreiben sind. Wir können diese Gegend weder als ein katastrophales noch als habituelles Schüttergebiet ansehen.

Wie auffällig die seismischen Erscheinungen an diesem Erdbebengürtel enden, zeigt die ganze Darstellung bei Montessus, der doch das größte Interesse in Hinblick auf seine Theorie daran hätte, daß seine Erdbebenzonen in ihrer ganzen Ausdehnung aktiv wären. Aber er betont ausdrücklich, daß nördlich vom Vulkan Shasta (41.°) in der Sierra Nevada und vom nördlichen Teile Jessos ab die Beben polwärts verschwinden.

Nördlich vom 40. Breitegrad ungefähr liegt die aseismische Region der Erde, südlich davon ziehen längs der jungen Faltengebirge die Schüttergebiete an der Westküste Nordamerikas, durch die indischen Hochketten und an der Ostküste Asiens nach Süden fort, wo wie in Mexiko und auf

den Antillen und wie auf den Sundainseln und Philippinen die vulkanischen Erscheinungen sehr überhand nehmen.

Die südliche Halbkugel ist die Wasserhalbkugel, sie ist daher verhältnismäßig bebenarm. Die Westküste Südamerikas ist allein ausgezeichnet durch eine Schütterzone, die längs der jungen Falten der Anden nach Süden verläuft und nachdem sie in Lima, Arequiqua, Arica und besonders Valparaiso wichtige Zentren aufgewiesen hat mit Valdivia (40.° s. B.) endet. Südlich davon ist Chile und Patagonien bebenarm. An der Ostküste liegen unter dem 35.° Montevideo und Buenos Aires, die auf dem alten aseismischen brasilianisch-argentinischen Kontinente mit ihren geringen Erschütterungen relatives Interesse verdienen.

Afrika südlich von den Barbareskenstaaten ist aseismisch. Nur das Kap zeigt Erschütterungen und verrät das Auftreten von Seebeben, die weiter südlich ihr Zentrum haben.

Auch Australien ist aseismisch bis auf den äußersten Süden, wo an der Baßstraße (40.°) mit Beben tektonische Veränderungen aufgetreten sein sollen. Melbourne ist bisweilen ernstlich von Erschütterungen heimgesucht worden und Tasmanien wird häufig und stark erschüttert.

In rein östlicher Richtung liegt unter dem gleichen Breitegrad die Cookstraße, die die Nord- und die Südinsel von Neuseeland trennt. Sie ist wiederholt der Schauplatz der furchtbarsten seismischen Erscheinungen gewesen, die mit großen Verwerfungen und Hebungen und Senkungen des Landstriches verbunden gewesen sind. Wir stehen hier wieder genau am 40.° s. B. Gegen Norden und Süden verliert das Land seine seismische Erregbarkeit.

Es ist also auch auf der südlichen Halbkugel eine Zone starker seismischer Störungen, ungefähr am 40. Breitegrad, angedeutet. Südlich von ihr liegt ein stabiles Gebiet. Die von der nördlichen Halbkugel herabziehenden Faltungszonen schließen auch hier in Südamerika und in den australischen Inseln die wichtigsten Schüttergebiete ein. Am alten Festlande von Australien liegt die seismische Region im äußersten Süden und vielleicht ist eine solche auch in Südafrika angedeutet, die in ihrer relativen Bedeutung Beachtung verdient.

Es zieht also zwischen dem 40.° südlicher und nördlicher Breite ein Bebengürtel um die Erde, auf den die seismischen Vorgänge fast ausschließlich beschränkt sind. Nicht nur die von Montessus in seinen Bebenzonen gelegenen Schüttergebiete fallen darein, sondern auch diejenigen, die ihm als „abnormal“ erschienen sind. Eine Anhäufung der tektonischen Katastrophenbeben an den Grenzen dieses Gürtels ist nicht zu verkennen. Dazwischen häufen sich in Mittelamerika und im hinterindischen Archipel die vulkanischen Erscheinungen, die wie auch die tektonischen Katastrophen dort ebenfalls an die alten Geosynklinalen gebunden sind.

Maxima der seismischen Vorgänge sind dort zu erkennen, wo die Ränder des Bebengürtels die jungen Faltengebirge (die Geosynklinalen der Sekundärzeit nach Haug) schneiden oder berühren. So bezeichnen San Franzisko, Valparaiso, Nippon und die Cookstraße die vier Schnittpunkte mit der zirkumpazifischen Geosynklinale und zwischen Lissabon und Wernoje laufen die alpinen Falten an der Nordgrenze des Gürtels.

Der zum Äquator symmetrisch gelegene Erdbebengürtel ist sicher nicht zufällig gelegen. Er steht vielleicht mit Veränderungen im Zusammenhange, die der Erdball durch die Rotation und Abkühlung erleidet. Ob gerade der 40. Breitegrad die Zone rascher Änderung der Erdkrümmung vom äquatorialen Wulst zur polaren Abplattung bezeichnet, ist eine damit im Zusammenhang zu erörternde Frage.

Es scheint mir nicht unangemessen darauf hinzuweisen, daß der Erdbebengürtel eine ganz ähnliche auffällige Lage besitzt wie die Königszonen der Sonne, in denen die Sonnenflecke zur Zeit der Maxima bis zum 40.° nördlicher und südlicher heliographischer Breite reichen und darüber hinaus nur ganz vereinzelt auftreten.

Wien, K. K. Naturhist. Hofmuseum, März 1909.

Ueber die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen.

Von

E. Holzapfel.

Mit 2 Textfiguren.

In den Ardennen gibt es mehrere Gebiete, die sich durch einen z. T. weitgehenden Metamorphismus der cambrischen und devonischen Schichten auszeichnen und schon lange bekannt und öfters besprochen worden sind. Eines der bekanntesten und ausgedehntesten dieser Gebiete ist das der Gegend von Bastogne, oder wie Dumont es nannte, von Paliseul[1]. Die Aufnahmen für die neue geologische Karte Belgiens (1 : 40000) sind in diesem Gebiete von Herrn Stainier ausgeführt worden. Leider gibt die genannte Karte (Blatt Wibrin—Houffalize, Longchamps—Longvilly, Bastogne—Wardin, St. Marie—Sibret, Bras—Libramont) ein unzureichendes Bild von diesem Metamorphismus, da die umgewandelten Schichten nur durch an den einzelnen Stellen eingeschriebene Buchstaben bezeichnet worden sind, ohne sonstwie zur Darstellung gebracht zu sein. Erläuterungen sind bekanntlich den Blättern der belgischen Karte nicht beigegeben. Diese Mängel haben Herrn Stainier veranlaßt, eine besondere Arbeit in den Abhandlungen der belgischen Akademie zu veröffentlichen: Sur le Mode de Gisement et l'Origine des Roches Metamorphiques de la Région de Bastogne. (Mémoires publiés par la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique. II. Ser. Coll. 4°. 1. 1907.)

Diese Arbeit stützt sich ausschließlich auf Beobachtungen im Felde, und eine makroskopische Untersuchung der Gesteine.

[1] Terrain ardennais et rhenan. p. 254.

Mikroskopische und chemische Untersuchungen hat der Verfasser nicht vorgenommen, oder doch nur in geringem Umfange, so daß sie auf das Ergebnis ohne wesentlichen Einfluß geblieben sind. Es sei indessen bemerkt, daß Herr Stainier sein gesamtes Material Herrn Prof. Printz in Brüssel übergeben hat, der die erforderliche mikroskopische Untersuchung der Gesteine ausführen wird.

Die Veröffentlichung der Arbeit des Herrn Stainier ist offenbar mit die Veranlassung gewesen, daß die belgische geologische Gesellschaft (Lüttich) in diesem Jahr[1] ihre außerordentliche Versammlung in Bastogne abhielt, zum Studium der Erscheinungen des Metamorphismus. Herr Stainier hatte in dankenswerter Weise selbst die Führung übernommen.

Da von verschiedenen Beobachtern als Ursache des Metamorphismus ein in der Tiefe verborgenes Eruptivgestein (etwa ein Granit) angenommen worden ist, so wurde der erste Tag der Versammlung dazu verwandt, die Kontakterscheinungen an dem Granit im Hilltal bei Eupen zu studieren, unter der Führung der Herren Lohest und Fourmarier. Diese Kontakterscheinungen sind, wie aus dem kleinen Aufsatz von Herrn Dannenberg und mir[2] hervorgeht, geringe. Im unmittelbaren Kontakt mit dem Granit finden sich Quarzite, die z. T. makroskopisch etwas ungewöhnlich aussehen, im mikroskopischen Bilde aber keine wesentlichen Besonderheiten erkennen lassen. Die in einiger Entfernung vom Granit anstehenden Schiefer sind als typische Knotenschiefer entwickelt und gleichen vollständig solchen, die z. B. in den Vogesen in den Kontaktzonen der Granite gefunden werden.

Die nächsten Tage waren der Gegend von Bastogne gewidmet, und die Exkursionen erstreckten sich auf das Gebiet zwischen Libramont und der luxemburgischen Grenze. Die Schichten, die hier der Umwandlung unterlegen sind, gehören fast ausschließlich dem Unterdevon an, und zwar der Gedinne-Stufe, vorzugsweise deren oberem Teil, der „Assise de

[1] 1908. Der Druck dieses Berichtes hat sich aus dem Verf. unbekannten Gründen verzögert. Da die Arbeit im Jahre 1908 bereits abgeschlossen war, konnten die neueren Veröffentlichungen des Herrn Lohest nicht mehr berücksichtigt werden.

[2] Die Granite der Gegend von Aachen. Jahrb. d. k. geol. Landesanst. 1898.

St. Hubert" Gosselets, und dem unteren „Taunusien" der belgischen Geologen. Außerdem liegt das kleine cambrische Gebiet nördlich von Libramont, das „Massif de Serpont" in der umgewandelten Zone.

Das metamorphische Gebiet hat eine etwas unregelmäßig elliptische Gestalt, deren Längsachse etwa über Paliseul, Recogne, Morhet dicht nördlich von Bastogne vorbeiläuft. Innerhalb dieses Gebietes unterscheidet Stainier, nach dem Vorgange von Gosselet, zweierlei Arten, oder Erscheinungsweisen des Metamorphismus, die als allgemeiner und sporadischer Metamorphismus bezeichnet werden (Métamorphisme général und sporadique). Das Gebiet des sporadischen Metamorphismus ist enger begrenzt, als das des allgemeinen, hat ebenfalls eine unregelmäßig elliptische Form, die der Ellipse des allgemeinen Metamorphismus einbeschrieben ist, mit nahezu parallelen Umrandungslinien. Nur zwischen Tillet und Flamierge fallen die Grenzlinien der beiden Zonen beiläufig zusammen. In der Zone des allgemeinen Metamorphismus sind so ziemlich alle Gesteine umgewandelt, Sandsteine, Quarzite, Arkosen und Schiefer. Die Umwandlung zeigt sich in der Gesteinsbeschaffenheit und in der Mineralführung. Sehr verbreitet sind z. B. hornfelsartige Schiefer von muscheligem Bruch. Außerordentlich häufig sind ilmenit-, bastonit- und biotitführende Schiefer und Sandsteine. Weniger verbreitet sind ottrelit- und magnetitführende Schiefergesteine. Weiterhin treten granat-, hornblende- und chloritführende Gesteine auf. In den umgewandelten Arkosen der Gedinne-Stufe kommt reichlich Sericit vor, der auch sonst in schieferigen Gesteinen auftritt. — Fast sämtliche Gesteine dieser Zone des allgemeinen Metamorphismus zeichnen sich durch eine verhältnismäßig leichte Verwitterbarkeit aus. Unter dem Einfluß der recht erheblichen Niederschlagsmengen des Gebietes ist daher die ganze Oberfläche mit einer dicken Verwitterungskruste bedeckt und natürliche Aufschlüsse sind außerordentlich selten. Aber auch die zahlreichen, meist nicht sehr ausgedehnten künstlichen Aufschlüsse in Steinbrüchen, Weg- und Bahneinschnitten verwittern nach wenigen Jahren so, daß keine genauen Beobachtungen mehr möglich sind. Das Studium des Gebietes ist hierdurch sehr erschwert.

Der sporadische Metamorphismus besteht im wesentlichen darin, daß an enger begrenzten Stellen die Schichten, die die allgemeine Umwandlung zeigen, oder Teile von solchen, eine besonders weitgehende oder besonders geartete Umwandlung erfahren haben. Die hauptsächlichsten Typen der auftretenden metamorphischen Gesteine sind: 1. Schwarzer, sehr feinkörniger, harter Sandstein mit kleinen, mehr oder weniger reichlichen Granaten oder Hornblenden, oder beide Mineralien gemengt führend. 2. Amphibolführende Quarzite. 3. Ein Gestein, dem Herr Stainier den provisorischen Namen „Quarzitin“ beilegt. Es ist ein dunkelgefärbtes, sehr hartes, quarzitisches Gestein von glasiger Struktur. 4. Der Corneit Gosselet's, ein dichtes, hartes Gestein von muscheligem Bruch, und grauer bis schwarzer oder dunkelgrüner Farbe. Nach dem äußeren Habitus würden wir das Gestein als Hornfels bezeichnen. 5. Ein erdiges, hornblendeführendes, manganhaltiges, schwarzes Gestein, das seine erdige Beschaffenheit nicht einer späteren Zersetzung verdankt. 6. Sandstein mit zahlreichen, flach linsenförmigen, granatführenden Einschlüssen, die aus metamorphosierten Schiefern (Tongallen?) bestehen, und dem Gestein ein konglomeratartiges Aussehen geben. 7. Dunkle, harte Sandsteine mit großen Uralitkristallen. 8. Ottrelitführende Gesteine. Außer den genannten, die am häufigsten sind, finden sich noch manche andere Gesteinsvarietäten. Diese Vorkommen sind örtlich stets beschränkt. Sie bilden z. B. besonders häufig mehr oder weniger scharf begrenzte Linsen in weniger stark umgewandelten Schichten, besonders in Sandsteinen.

Über die Lagerungsverhältnisse ist zu sagen, daß die Schichten im allgemeinen schwach gefaltet sind, das Einfallen daher nur selten ein steiles ist. Sie bilden einen weiten, flachen Sattel, dessen Achse in beinahe W.—O.-Richtung, dicht nördlich von Bastogne vorbeiläuft. Auf dem Nordflügel sind einige flache Spezialfalten vorhanden.

Merkwürdig sind die Verhältnisse im einzelnen, insbesondere bei den zwischen Schiefern liegenden Sandstein- und Quarzitbänken. Diese pflegen von zahlreichen Quarzadern durchsetzt zu sein, die in der Regel senkrecht zur Schichtfläche stehen, und nicht in die über- und unterlagern-

den Schiefer hineinsetzen. In vielen Fällen sind diese Quarzadern parallel der transversalen Schieferung der umgebenden Schiefergesteine, eine Erscheinung, die, nebenbei bemerkt, auch aus anderen Gebieten bekannt und beschrieben ist. In einem Fall stehen die Quarzadern senkrecht zur Schichtung, setzen in den überlagernden Schiefer hinein, biegen aber hier in die Richtung der falschen Schieferung bezw. nach aufwärts (Fig. 1) um. Herr Stainier folgert hieraus eine aufwärts gerichtete, gleitende Bewegung der Schiefer nach der Ausfüllung der

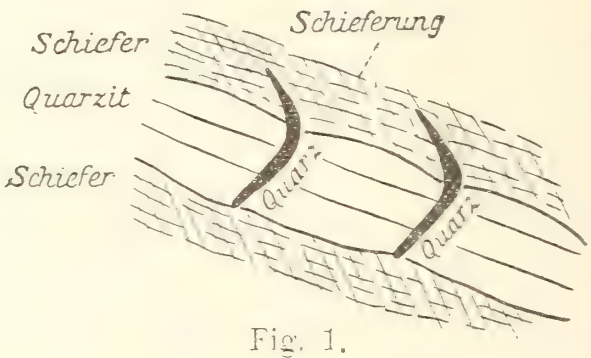


Fig. 1.

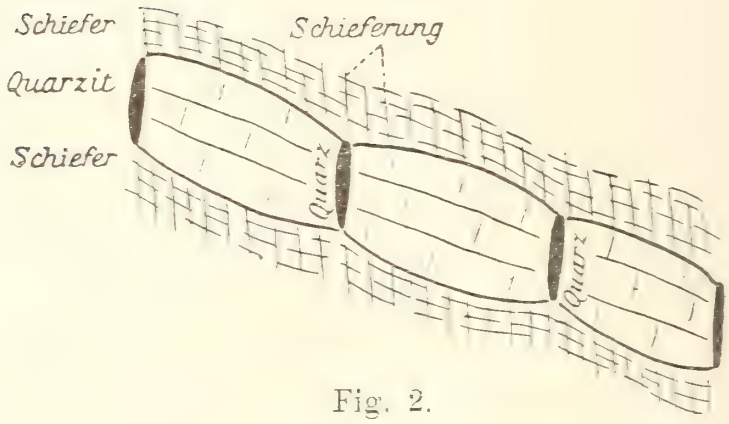


Fig. 2.

Spalten mit Quarz. Die Sandsteinbänke sind gewöhnlich in brotlaibartige Stücke (boudins) zerlegt, und die Quarzadern erscheinen dann an der Stelle, wo die einzelnen Stücke zusammenstoßen (Fig. 2). Mächtige Quarzgänge sind häufig Ausfüllungen von Verwerfungsspalten. Die Ausfüllung der Spalten, der großen sowohl wie der kleinen besteht hauptsächlich aus zuweilen fast durchsichtigem Quarz, daneben aber finden sich verschiedene Minerale, insbesondere Feldspat, gewöhnlich kaolinisiert, Glimmer (Bastonit), gelegentlich Turmalin u. a. m.

Herr Stainier beschreibt eine große Anzahl von einzelnen Vorkommen und erläutert sie durch Profilzeichnungen. Diese

Vorkommen liegen auf beiden Flügeln des Hauptgebirgssattels, im Widerspruch mit älteren Angaben, nach denen sie ausschließlich auf der Südseite der Sattelachse vorkommen sollen.

Unter Führung des Herrn Stainier hat nun die Société géologique zunächst auf einer Exkursion in die Gegend von Houffallize die normalen Gesteine des älteren Unterdevon („Hunsrückien“ und „Taunusien“) kennen gelernt, und in den nächsten Tagen dann eine größere Anzahl von Aufschlüssen innerhalb der metamorphischen Zone besucht, zunächst im „Taunusien“ bei Bastogne, Bourcy, Sibret und Morhet, und dann im Gedinnien bei Remagne im oberen Ourthetal, wo die Arkose von Remagne weitgehende Umwandlungen zeigt, und die gleiche Beschaffenheit, wie die umgewandelten Arkosen von Franc-Bois und von Lammersdorf, und wo die Quarztrümer, die diese, zu sericitischen Gesteinen („Sericitgneise“) umgewandelten Gesteine durchsetzen, teilweise reich an Turmalin sind, z. T. in symmetrischer Anordnung parallel den Salbändern.

In den täglich am Abend abgehaltenen Sitzungen referierte Herr Stainier ausführlich über die am Tage besuchten Punkte. Die Diskussion drehte sich naturgemäß hauptsächlich um allgemeine Gesichtspunkte, vor allem um die Frage nach der Ursache der merkwürdigen metamorphischen Erscheinungen, der natürlich Herr Stainier eine eingehende Behandlung in seiner Arbeit hat zuteil werden lassen. Dumont hat sich über diese Ursache nicht bestimmt ausgesprochen, glaubte aber, wie Renard später zeigte, an einen kontakt- oder plutonischen Metamorphismus durch ein in der Tiefe steckendes Eruptivgestein. Diese Anschauung blieb auch lange die herrschende (Barrois, Dupont, v. Lasaulx). Als dann später der Dynamometamorphismus modern wurde, hat zunächst Renard (1882) auch die Umwandlungen der Ardennengesteine auf tektonische Vorgänge zurückgeführt. Ihm schlossen sich Harker und Lossen, vor allem aber J. Gosselet an, der zu verschiedenen Malen mit aller Bestimmtheit für seine Auffassung eingetreten ist. Herr Stainier ist nun durch seine Beobachtungen im Felde zu der alten Auffassung Dumont's, daß es sich um einen kontaktmetamorphischen Vorgang in weiterem Sinne handle, zurückgekommen. Er führt aus, daß die Erfahrung klar und deutlich zeige, daß durch tektonische Vorgänge

allein keine stoffliche Umwandlung von Gesteinen erfolgen könne, sonst müßten z. B. die carbonischen Schichten der Lütticher und Monser Kohlenmulden, die viel intensiver gefaltet sind als die metamorphischen Gesteine der Ardennen, und von den großartigsten Überschiebungen durchsetzt sind, die also tektonisch außerordentlich viel stärker beeinflußt sind, auch eine Metamorphose zeigen. Man sehe aber nur mechanische Folgen dieser tektonischen Vorgänge, auch nicht die geringste Andeutung eines Metamorphismus. Gerade die Gegend von Bastogne zeige eine für das Ardennengebiet einfache und ruhige Schichtenlage. Eine besondere Besprechung widmet Herr Stainier der „Faille de Remagne“ Gosselet's, der dieser Forscher eine besondere Bedeutung für die Umbildung der Gesteine in ihrer Umgebung zugeschrieben hat. Nach Herrn Stainier's Beobachtungen existiert zwar an der Südgrenze des cambrischen Massivs von Serpont eine Verwerfung, hat aber nur eine untergeordnete Bedeutung, und bei weitem nicht die Ausdehnung und das Ausmaß, das Gosselet ihr zuschreibt, und keinenfalls kann sie Ursache eines Metamorphismus sein.

Wie schon erwähnt, liegen eingehende petrographische und chemische Untersuchungen der in Frage stehenden Gesteine noch nicht vor, aber schon die Untersuchungen einzelner Vorkommen haben Miß Raisin[1] und Bonney[2] dazu geführt, die Unwahrscheinlichkeit der Erklärung des sporadischen Metamorphismus durch dynamische Vorgänge zu betonen. Herr Stainier führt auch an, daß Renard in späteren Zeiten von seiner früheren Auffassung zurückgekommen sei. Es würde zu weit führen, hier alle die Gründe aufzuführen, die Herr Stainier zugunsten seiner Anschauung vorführt. Jedenfalls sieht er die Umwandlung als durch plutonische Einwirkung hervorgerufen an, durch einen großen, in der Tiefe liegenden Eruptivstock. Daß man an den kleinen Vorkommen der bekannten Eruptivgesteine im Paläozoicum der Ardennen (Maastal, Lamersdorf etc.) keine weitgehende Umwandlung der Nebengesteine beobachte, hänge mit den geringen Dimensionen dieser als Apophysen betrachteten Vorkommen zusammen.

[1] Quart. Journ. **47**. 1901. p. 55.

[2] Ibid. **46**. 1890. p. 187 ff.

Ich möchte hier einfügen, daß man immerhin eine, wenn auch nicht sehr weitreichende Kontaktmetamorphose bei diesen kleinen Vorkommen beobachten kann. So sind z. B. die Schiefer des Nebengesteins des „Porphyroids“ von Mairus im Maastal deutlich in ein hornfelsartiges Gestein umgewandelt. Die Knotenschiefer im Hilltal sind schon erwähnt worden.

Die belgische geologische Gesellschaft war bei ihren Diskussionen über die Ursachen des Metamorphismus der Gegend von Bastogne naturgemäß in zwei Lager gespalten. Ein Teil hielt an der Theorie der Regionalmetamorphose fest, unter Führung des Herrn M. Lohest, freilich nicht einer Regionalmetamorphose im gewöhnlichen, dem alten Sinne. Herr Lohest hat seine Anschauung in einem ausführlichen Referat, durch das die Arbeit Stainier's der Akademie zur Veröffentlichung empfohlen wird, und das im Bulletin der Akademie abgedruckt ist[1], niedergelegt. Herr Lohest gibt zu, daß durch Gebirgsbewegung und Druck allein eine Gesteinsumbildung nicht eintreten könne. Hierzu gehöre auch vor allem eine hohe Temperatur. Nach den Ermittelungen des Herrn Fourmarier betrage die Mächtigkeit der Sedimente des Devon im Ardennengebiet mehr wie 10 000 m. Diese sämtlichen Schichten haben ehemals über den jetzt umgewandelten Gesteinen des „Taunusien“ bezw. Gedinnien gelegen. Diese hätten daher auch die einer solchen Tiefe entsprechende Temperatur haben müssen, die ausreichend sei, um eine Umwandlung zu erklären.

Es wird hier also von Herrn Lohest die auch sonst neuerdings mehrfach ausgesprochene Anschauung vertreten, daß ein Metamorphismus in den aus den großen Geosynklinalen aufsteigenden Faltengebirgen durch die große Mächtigkeit der in diesen zur Ablagerung gekommenen Schichten und das dadurch bedingte Aufwärtsrücken der Geoisothermen begründet sei.

Für das Ardennengebiet kann man dieser Anschauung aber entgegenhalten, daß die 10 000 m Devongesteine doch nicht nur über der doch räumlich recht beschränkten Zone von Bastogne gelegen haben, daß es vielmehr noch weite Gebiete gibt, für welche die gleiche Bedeckung vorausgesetzt werden

[1] No. 4. April 1907.

muß, ohne daß eine Spur einer Metamorphose zu beobachten wäre. Schon in geringer Entfernung von Bastogne nach Norden hin sind Gedinnien und „Taunusien“ nicht metamorphosiert.

Wäre außerdem eine Temperatur von 300°, die einer Tiefe von 10000 m entspricht, neben dem Druck ausreichend, um die Metamorphose zu erklären, so müßte es wohl möglich sein, die Bildung von Granat, Hornblende etc., wie sie in den Kontakthöfen der Eruptivgesteine und ebenso in der Zone von Bastogne auftritt, im Laboratorium nachzumachen. Dies ist bekanntlich bisher nicht gelungen, wenn auch einige Umwandlungen, z. B. von dichtem Kalk, bezw. von Kalkpulver, in körnigen Kalk geglückt sind.

Die Anhänger der Kontaktmetamorphose müssen allerdings ein wiederholtes Aufsteigen granitischen Magmas annehmen, denn außer dem vermuteten nach-unterdevonischen Granit sind im Ardennengebiete auch Anzeichen vorhanden, daß ehemals große Mengen vordevonischer feldspatführender Gesteine vorhanden waren. Als solche Anzeichen sind seit langem die feldspat- bezw. kaolinführenden Arkosen des tiefsten Unterdevon (Arkose von Haybes, von Weismes etc.) und der Siegener Schichten betrachtet und besprochen worden. Woher diese Gesteine ihren Feldspat bezogen haben, ist unbekannt. Renard leitete ihn von einem ausgedehnten Gneismassiv her, das irgendwo der Erosion anheimfiel.

Auch noch im jüngeren Unterdevon des Ardennengebietes sind Arkosegesteine keine seltene Erscheinung, besonders auf dem Nordflügel des Hauptsattels, z. B. in den roten Gesteinen des Aachener Gebietes. Erwähnt werden mag hier besonders eine grobkörnige, konglomeratische Arkose, die dicht oberhalb des Dorfes Vicht ansteht, und aus kantigen oder kaum gerundeten bis erbsengroßen Körnern von recht frischem, fleischrotem Feldspat (Orthoklas und Plagioklas) und Quarz besteht und so einem fast in situ aufgearbeiteten Granit gleicht, deren Bestandteile wenigstens keinen weiten Transport mitgemacht haben.

Im Mittel- und Oberdevon, sowie im Untercarbon fehlen feldspatführende klastische Gesteine, es ist daher kein Anzeichen vorhanden, daß in diesen Zeiten granitische oder ähnliche Gesteine in größerer Ausdehnung anstanden und erodiert wurden.

Erst im oberen Carbon, besonders in dessen tieferen Partien sind wieder kaolinführende Sandsteine verbreitet. Diese müssen von präexistierenden, feldspatführenden Gesteinen abgeleitet werden. Die alten, vordevonischen Eruptivgesteine, die das Material für die Arkosen im Unterdevon lieferten, sind, wenn sie überhaupt im heutigen Ardennengebiet lagen, von den Sedimenten des Devon bedeckt worden. Aus der Kaolinführung der carbonischen Sandsteine kann man also auch keine Schlüsse auf ein Empordringen quarz- und feldspatführender Eruptivgesteine ziehen, sondern, da es sich doch sehr wahrscheinlich um ein granitisches, also ein Tiefengestein, handelt, nur folgern, daß ein solches Gestein zu Beginn der Obercarbonzeit freigelegt wurde, und dann der Zerstörung anheimfiel. Wann es emporgedrungen ist und wo es lag, entzieht sich unserer Kenntnis. Keinenfalls aber waren es die Gesteine, die die Metamorphose der cambrischen und unterdevonischen Sedimente herbeiführten, wenn diese überhaupt auf eruptive Vorgänge zurückzuführen ist, denn sie sind bis heute noch nicht freigelegt worden.

Es bleiben also als Anhaltspunkte nur die bis heute bekannt gewordenen Granitvorkommen im Hohen Venn übrig, das von Lamersdorf und das aus dem Hilltal. Beide sind räumlich beschränkt, mag auch das erstgenannte Vorkommen sich noch eine Strecke weit nach Westen hin unter dem Quarzitschutt der Oberfläche fortsetzen. Beide zeigen auch in ihrer nächsten Umgebung nur geringe kontaktmetamorphische Einwirkungen auf die Nebengesteine. Es ist aber von nicht unerheblicher Bedeutung, daß sie nach der Untersuchung des Herrn Dannenberg, trotz ihres äußerlich verschiedenen Aussehens, petrographisch vollständig übereinstimmen. Die beiden Vorkommen sind daher, trotz ihrer immerhin etwa 15 km betragenden Entfernung voneinander, zusammengehörig, sie müssen als Teile, etwa als Ausläufer, einer und derselben Granitmasse betrachtet werden. Beide Vorkommen stecken stockförmig, bezw. als intrusive Massen im Cambrium, sind also jünger als dieses. Eine genauere Altersbestimmung ist z. Z. nicht möglich, doch ist es wahrscheinlich, daß sie jünger sind, als das ältere Unterdevon. Damit wird aber auch wohl ihr Alter in die Carbonzeit hinaufrücken.

Für die Frage nach der Ursache der Metamorphose der cambrischen und unterdevonischen Gesteine der Ardennen, insbesondere der Zone von Bastogne, erscheint nun die Natur der Quarzgänge, die die umgewandelten Gesteine durchsetzen, von der größten Bedeutung. Sie zeichnen sich durch ihre Mineralführung vor gewöhnlichen Quarzgängen aus. Sehr viele, selbst ganz schmale, nur 1 cm mächtige Adern führen Feldspat, oft reichlich, und zwar Orthoklas, meist kaolinisiert, aber gelegentlich auch noch ziemlich frisch und Kristallflächen zeigend, sowie Glimmer, und zwar Biotit (Bastonit) in ansehnlichen blätterigen Massen. Diese Gänge haben demnach eine granitische (pegmatitische) Zusammensetzung. Die Quarzgänge in der Arkose von Remagne zeichnen sich durch einen stellenweisen hohen Turmalingehalt aus. Große Blöcke eines Ganggesteins, die bei der Mühle von Remagne in Menge herum liegen, haben eine aplitische Beschaffenheit.

Die bisherigen Beobachter haben diese Gänge in altgewohnter Weise durch Lateralsekretion erklärt, und auch Herr Stainier vertritt diese Ansicht. Man neigt nun heute schon vielfach zu der Anschauung, daß die zahlreichen und z. T. mächtigen Quarzgänge in den paläozoischen Schiefern und Sandsteinen nicht durch Lateralsekretion erklärt werden können, sondern in die Gruppe der pegmatitischen Bildungen gehören. Die Anschauung, daß die quarzführenden Erzgänge durch Lateralsekretion gebildet sind, kann wohl als überwunden gelten. Es ist in der Tat auch nicht verständlich, daß z. B. die außerordentlichen Quarzmassen der Oberharzer, dicht gedrängt liegenden Erzgänge, aus dem Nebengestein stammen sollen, das zum guten Teil aus Kalk besteht. Was aber von den mächtigen Quarzgängen gilt, wie sie im rheinischen Unterdevon so verbreitet sind, muß auch wenigstens für einen Teil der kleineren Gänge und Adern gelten, um so mehr, als man bei diesen keine Auslaugung des Nebengesteins zu beobachten pflegt; wenn sie in sandigen Gesteinen sitzen, sogar oft das gerade Gegenteil hiervon, eine reichliche Imprägnierung dieses Nebengesteins mit Quarz von den Spalten aus, so daß es oft vollständig verquarzt erscheint.

Wenn nun schon die fast reinen Quarzgänge zum großen Teil als juvenile Produkte zu deuten sind, so ist die Ent-

stehung von feldspat-, biotit- und turmalinführenden Gängen durch Lateralsekretion ganz unverständlich.

Es ist ja ein eigentümliches Zusammentreffen, daß in dem Nebengestein der turmalinführenden Gänge von Remagne kleine Gerölle desselben Minerals verbreitet und häufig sind. Herr Lohest vertrat denn auch bei der Erörterung dieser Fragen bestimmt die Anschauung, daß die Turmalinsubstanz einfach in dem Nebengestein aufgelöst und in den Spalten wieder ausgeschieden wurde, gerade so, wie sich die Spalten im Kalkstein mit Kalkspat ausfüllen, der durch die Sickerwasser aus dem Nebengestein gelöst wurde. Aber die Vorstellung, daß Turmalinsubstanz in gleicher Weise wie Kalk gelöst wird, ist doch wohl nicht haltbar. In dem Nebengestein ist auch der Turmalin noch vorhanden, und soweit die bisherigen Beobachtungen reichen, zeigen seine Gerölle keinerlei Zeichen der Auflösung. Im Gegenteil zeigt selbst in der am stärksten umgewandelten Arkose der Turmalin keine Veränderung. Die Turmalinsubstanz scheint vielmehr besonders beständig zu sein, was bei einem charakteristischen Mineral der Kontaktmetamorphose auch natürlich ist. Man müßte schon annehmen, daß der Turmalin der Gänge aus höher liegenden, jetzt nicht mehr vorhandenen, erodierten Schichten stammt, eine Annahme, die deshalb hinfällig ist, weil die Arkose nur eine geringe Mächtigkeit hat und relativ flach liegt, so daß die Gänge, wenn sie in überlagernde, jetzt erodierte Schichten hineinsetzten, bei ihrer steilen Stellung in geringer Höhe über ihrem jetzigen Ausgehenden in jüngere Schiefergesteine gelangen mußten. Auch unter der Voraussetzung, daß, wie Herr Lohest ausführte, ehemals noch 10 000 m Gesteine über der Arkose lagen und infolgedessen eine dieser Tiefe entsprechende Temperatur herrschte — beiläufig 300° —, ist die Annahme einer Lateralsekretion des Turmalins kaum denkbar, ganz abgesehen davon, daß es sehr zweifelhaft ist, ob in einer Tiefe von 10 000 m noch eine auch nur einigermaßen lebhafte Zirkulation vadoser Wasser in den Gesteinen vorhanden ist, die doch für eine Lateralsekretion Vorbedingung ist. Die Erfahrung in Gruben lehrt, daß schon in verhältnismäßig geringer Tiefe nur noch größere Spalten und stark klüftige Gesteine Wasser in größeren

Mengen führen. Eine Bewegung der Wasser in großer Tiefe dürfte auch wohl nur dann eintreten, wenn das herrschende Gleichgewicht, z. B. durch Grubenbaue etc. gestört wird.

Was hier vom Turmalin ausgeführt wurde, gilt mutatis mutandis auch für den Glimmer, wenngleich der Biotit bei weitem keine so beständige Substanz ist wie der Turmalin. Er wird indessen nach der allgemeinen Erfahrung durch die Wasser nicht als solcher gelöst, sondern zersetzt. Daß gerade Biotit (wenn auch in der Form des Bastonit) in den Gängen auftritt, spricht bestimmt gegen Lateralsekretion.

Womöglich noch schwieriger ist die Erklärung des Orthoklases durch Lateralsekretion. Er müßte sich schon aus dem Tongehalt der Schiefer oder dem Bindemittel der Sandsteine, und da die Gänge vorwiegend in diesen auftreten, auch hauptsächlich aus letzterem regeneriert haben. Woher dann der Alkaligehalt kommen soll, ist nicht klar, wenn man ihn nicht aus dem Glimmer der Sandsteine ableiten will. Kaliglimmer ist aber so gut wie unzersetzlich.

Es ist auch wohl die Frage berechtigt, warum gerade nur die Bestandteile des Granites aus dem Nebengestein ausgelaugt, und in den Spalten wieder ausgeschieden sein sollen, und nicht auch die in den umgewandelten Gesteinen so häufigen und verbreiteten anderen Minerale, Granat, Ilmenit, Hornblende etc. Kurz die Annahme, daß ein Gestein, das petrographisch als Pegmatit ausgebildet ist, durch Lateralsekretion gebildet sei, erscheint in keiner Weise statthaft. Die Gänge von Bastogne sind keine Mineral-, sondern Gesteinsgänge.

Die Meinung, daß sie einen eruptiven Ursprung hätten, vertrat bei den Erörterungen in Bastogne in ganz bestimmter Weise Herr J. Cornet[1], der direkt aussprach, man habe ja in diesen Gängen das vermißte Eruptivgestein vor sich. Natürlich ist das nicht so zu verstehen, daß die im Vergleich zum Nebengestein an Masse doch immerhin zurücktretenden pegmatitischen und gelegentlich aplitischen Gänge nun die unmittelbare Ursache der Metamorphose seien. Sie

[1] Während des Druckes dieses Berichtes erschien auch eine Mitteilung des Herrn Cornet über die in Frage stehenden Gänge. (Bull. d. l. soc. Belge de Géol. **22**. 1908. p. 305.) Herr Cornet beschreibt hier diese Gänge als Aplite und Pegmatite.

stellen allem Anschein nach auch nicht eine Injektion von granitischem Magma in vorhandenen Spalten dar, wogegen besonders ihre räumliche Beschränkung auf die Sandsteine spricht. Sie sind vielmehr, wie das für viele andere Pegmatite angenommen wird, als pneumatolytische Bildungen in der Gefolgschaft eines eruptiven Vorganges, als Begleiterscheinungen der Gesteinsmetamorphose aufzufassen. Einzelne von ihnen, besonders die turmalinführenden, erinnern auch direkt an gewisse Gänge der Zinnerzformation, z. B. aus Cornwall.

Die Natur dieser Gänge weist also mit Bestimmtheit auf eine in der Tiefe steckende Granitmasse hin, der dann auch naturgemäß die Umwandlung der Sedimente zugeschrieben werden muß. Da diese Ursache eine örtliche ist, so kann auch die Metamorphose nur örtlich beschränkt sein.

Das Vorhandensein eines Granitstockes in der Tiefe erklärt nun auch ungezwungen die auffallend schwachen Faltungserscheinungen, im Vergleich zu den sonst so intensiv durch die Faltung beanspruchten cambrischen und unterdevonischen Gebiete der Ardennen und der Eifel.

Wenn sonach auch die erforderlichen chemischen und petrographischen Untersuchungen noch ausstehen, so ergeben die Beobachtungen im Felde doch eine Bestätigung der Anschauung des Herrn Stainier, auch noch durch Gründe, die dieser Forscher nicht in den Bereich seiner Erörterungen gezogen hat.

Der letzte Tag der Versammlung der belgischen geologischen Gesellschaft war einem Besuche der metamorphischen Zone von Salm Chateau gewidmet, bei dem Herr Lohest die Führung übernahm. Hier sind es die Schichten der *Dictyonema*-Stufe (Salm-Stufe), insbesondere der oberen, die eine weitgehende Umwandlung erfahren haben. Das obere Salm besteht aus violetten, granat- und eisenglanzführenden Phylliten, mit schmalen Einlagerungen von strohgelben Wetzschiefern, die durch ihren Reichtum an winzigen Granatkriställchen ausgezeichnet sind, und aus ottrelitführenden Schiefern von meist grüner Farbe.

Der einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Gesteine nehmende Granat läßt die Metamorphose deutlich erkennen. In seinem Auftreten liegt auch eine große

Ähnlichkeit mit der Gegend von Bastogne. Statt des hier verbreiteten Ilmenites — der wohl noch einer näheren Untersuchung bedarf —, tritt bei Salm Chateau nach den Beobachtungen Renard's [1] Eisenglanz in den Schiefern auf, fehlt aber den Wetzschiefern. Nach Herrn Lohest's Meinung, die sehr einleuchtend ist, waren die Wetzschiefer ursprünglich kalkige Gesteine.

Die Schichten der oberen Salm-Stufe, die Gosselet in 3 Zonen gliedert, — die Schiefer von Lierneux, die violetten Schiefer von Salm Chateau und die Ottrelit-Schiefer —, sind, soweit ich die einschlägige Literatur übersehen kann, in Belgien im unveränderten Zustande nicht bekannt, und auch in dem angrenzenden preußischen Gebiet. in der Gegend von Recht, finden sie sich nur metamorphosiert. In der belgischen und französischen Literatur wird daher die Ausbildung als eisenglanz- und granatführende Schiefer als die normale für die obere Salm-Stufe angesehen. Unveränderte Gesteine der oberen Salm-Stufe trifft man erst in ziemlicher Entfernung nach NO. hin, wo an den Gehängen des Hochwaldes gegen das Thönbachtal hin, nördlich von Kleinhau (auf Meßtischblatt Lendersdorf) einige geringe Einfaltungen von lebhaft roten, dickspaltenden Schiefern und von rauhen, glimmerreichen plattigen Schiefergesteinen von grüner Farbe vorkommen, die zur oberen Salmstufe zu rechnen sind, da sie im Hangenden normaler Untersalmgesteine liegen. Kalkige Einlagerungen wurden allerdings nicht beobachtet. Auch im oberen Wesertal, oberhalb der Bellesfurter Brücke scheint Obersalm in unverändertem Zustande vorzukommen. Die roten, sehr eisenreichen Schiefer, die den roten Gedinne-Schiefern sehr ähnlich werden können [2], sind offenbar das Material, aus dem die eisenglanzführenden Schiefer von Salm Chateau entstanden sind, die grünen, die am Hochwald von den roten scharf getrennt sind, sind dann das unveränderte Gestein, aus dem durch Metamorphose die Ottrelit-Schiefer entstanden.

---

[1] Mémoires des Savants étrangers de l'Academie de Belgique 1877. **41**.

[2] J. Gosselet erwähnt (l'Ardenne p. 133), daß die violetten Schiefer von Salm Chateau durch Zersetzung den Gedinne-Schiefern ähnlich werden können. Am Hochwald handelt es sich bestimmt nicht um zersetzte Schiefer.

Die Quarzitphyllite der unteren Salm-Stufe haben bei Salm Chateau gleichfalls eine Metamorphose erfahren. Indessen ist mir nicht bekannt, welche Mineralneubildungen eingetreten sind. Ich kenne makroskopisch gleich aussehende Gesteine im unteren Salm der Gegend von Lamersdorf, bis wohin sich die metamorphische Zone von Salm Chateau, wenn auch nicht überall in der gleichen Intensität, verfolgen läßt.

Die metamorphische Zone von Salm Chateau ist von vielen, z. T. mächtigen Quarzgängen durchsetzt. Sie sind z. T. reich an Mineralen, unterscheiden sich aber wesentlich von denen aus der Gegend von Bastogne. Es fehlt ihnen vor allem der Feldspat und der Glimmer. Dafür tritt häufig ein chloritisches Mineral (Klinochlor?), oft kristallisiert auf, ferner Pyrophyllit (gelegentlich in Menge, fast die ganze Spalte ausfüllend), und Eisenglanz in tafelförmigen Kristallen oder dünnplattig abgesonderten Aggregaten. Auch der Eisenglanz kann den Quarz an Menge übertreffen, so daß Eisenglanzgänge entstehen. Die Mineralführung dieser Gänge hat schon Dumont[1] eingehend behandelt. Bei dem Besuch der Aufschlüsse betonte Herr Lohest widerholt die seiner Ansicht nach große oder vollkommene Übereinstimmung der metamorphischen Erscheinungen mit denen von Bastogne, und die Ähnlichkeit in der Lagerungsform. Diese Ähnlichkeit im allgemeinen ist in der Tat nicht zu verkennen, wenn auch in den Einzelheiten, entsprechend der ursprünglich verschiedenen Natur der Gesteine, allerlei Abweichungen vorkommen. Sie besteht vor allem in der massenhaften Neubildung von Granat und Ottrelit, und in der Umwandlung des Eisengehaltes der Gesteine in kristallisierten Eisenglanz bezw. Ilmenit. In der Zone von Salm Chateau hat bei der Metamorphose offenbar keine Zuführung von Substanz stattgefunden, wie das ja bei der Kontaktmetamorphose die Regel ist. Ob diese Regel auch für die Zone von Bastogne gilt, ob man z. B. den Titangehalt des verbreiteten Ilmenites auf den ursprünglichen Rutilgehalt der unterdevonischen Gesteine zurückführen kann, bleibt noch festzustellen. Bei der Natur der Gänge als pneumatolytische Bildung liegt der Gedanke an eine Substanz-

[1] Mémoire sur le Terrain ardennais et rhenan. p. 155 ff.

zufuhr in das Nebengestein nahe. Die Gänge in der Zone von Salm Chateau sind anderer Art. Zwar enthalten sie auch Minerale, deren Bildung kaum auf Auslaugung aus dem Nebengestein zurückgeführt werden kann, wie Eisenglanz und Andalusit. Daneben aber sind eine Anzahl von Silikatmineralien vorhanden, die in der Regel als Zersetzungsprodukte auftreten. So ist der verbreitete und in Menge auftretende Chlorit das gewöhnliche Zersetzungsprodukt von Biotit, Augit, Hornblende, überhaupt von eisen- und magnesiahaltigen Silikaten. Wollte man aber den Chlorit der Gänge aus dem Nebengestein ableiten, so müßten bei der reichlichen Menge, in der er erscheint, auch bedeutende Mengen derartiger Minerale im Nebengestein zersetzt sein. Von einer solchen Zersetzung aber sieht man nichts. Ganz ähnlich oder gerade so verhält es sich mit verschiedenen anderen Mineralen der Gänge, dem Phillipsit, Pyrophyllit etc. Wenn sonach auch die Gänge in der metamorphischen Zone von Salm Chateau von den pegmatitischen Gängen der Zone von Bastogne sehr verschieden sind, so erscheint doch auch bei ihnen eine Ableitung durch Auslaugung aus dem Nebengestein nicht angängig. Man kann sie mit ihrer Führung von Mineralen, die als typische Zersetzungsprodukte gelten, aber auch nicht als Absätze juveniler Thermen deuten, wenigstens nicht in der Gestalt, in der sie sich heute darstellen. Man kann eher an Umwandlungs- bezw. Zersetzungsprodukte von solchen denken.

Die metamorphische Zone von Salm Chateau ist, gerade wie die von Bastogne, örtlich beschränkt. Die Ursache der Metamorphose kann daher auch nur eine örtliche gewesen sein. Die unteren Salm-Schichten, die im Salmtal auf dem Südflügel des Hauptgebirgssattels, auf dem die Zone von Salm Chateau liegt, stark umgewandelt sind, zeigen auf dem Nordflügel, z. B. in der Gegend von Spa, keine Metamorphose mehr.

Es ist von Interesse, die metamorphische Zone von Lamersdorf zum Vergleiche mit den besprochenen herbeizuziehen, hauptsächlich deshalb, weil man bei dieser den allmählichen Übergang der veränderten in nicht metamorphosierte Schichten gut verfolgen kann.

Zwar liegen auch für die genannte Gegend noch keine eingehenden mikroskopischen und chemischen Untersuchungen vor. Nur einige der Gesteine vom Schützenplatz bei Lamersdorf sind durch v. Lasaulx untersucht worden. Aber auch die Beobachtungen im Felde geben schon wichtige Anhaltspunkte.

Die Metamorphose hat in der Zone von Lamersdorf nicht nur die Arkosen der unteren Gedinne-Stufe, sondern auch die Schiefer der oberen, die Schiefergesteine der Salm- und Revin-Stufe und örtlich auch die sandigen Gesteine der Siegener Stufe (Taunusien der belgischen Geologen) ergriffen.

Die Schichten der Revin-Stufe sind nirgends gut aufgeschlossen, und die Gehänge des Kallbachtales bis zum Jägerhaus hinauf sind dick mit Quarzitschutt bedeckt. Aber an verschiedenen Stellen, z. B. südlich vom Jägerhaus, findet man reichlich Knotenschiefer umherliegen, das bezeichnende Gestein der Kontakthöfe. Die Quarzite des Cambrium zeigen naturgemäß keine wesentlichen Änderungen. Dagegen gleichen die Schiefergesteine der unteren Salm-Stufe durchaus denen von Salm Chateau, z. B. am Rollesbroicher Weg und im obersten Wehetal. Die Arkosen der unteren Gedinne-Stufe gleichen bei Lamersdorf und Bickerath z. T. vollständig denen von Remagne. v. Lasaulx[1] hat einige dieser Gesteine untersucht und ihren metamorphischen Charakter festgestellt. Er führt die Umwandlung nicht auf den benachbarten Granit zurück, was er bei seiner Auffassung von dessen Lagerung als archäische Unterlage des Cambriums naturgemäß auch nicht konnte. Er findet keine Injektion granitischer Art, sondern nur mechanische Verdrückungen und Verzerrungen der Quarzkörner und Neubildungen von Sericit und Kaolin, sowie in einer Varietät reichliche Mengen von Magnetit-Oktaedern. Er sieht ausschließlich mechanische Vorgänge als Ursache der Metamorphose an, und selbst der Kaolin soll durch mechanische Umbildung von Feldspat entstanden sein. Wichtig ist der Nachweis von Magnetit, eines der charakteristischsten Minerale der Kontaktmetamorphose. Die Schiefer der oberen Gedinne-Stufe (Schiefer von Marteau Gosselets) sind an den Gehängen

[1] Verh. d. naturwiss. Vereins. Bonn 1884. p. 445. Die Lagerung des Granites hat v. Lasaulx vollständig verkannt.

des Kallbachtales in stark seidenglänzende Phyllite von dunkel violetter Farbe umgewandelt und die Arkosesandsteine der Siegener Stufe in gelegentlich glasige Quarzite. In dieser Ausbildung zieht die Zone an den Gehängen des Kallbachtales entlang. Etwa, wo der Weg von Rollesbroich zum Jägerhaus das Tal kreuzt, nehmen die Gesteine der Siegener Stufe ihre normale Beschaffenheit an, in der man sie u. a. auch dem tiefen Einschnitt des Peterbachtales beobachtet. Die Gedinne-Schiefer sind aber hier noch deutliche Phyllite. Erst im oberen Wehetale nimmt ihr kristalliner Charakter allmählich ab, ebenso wie der der Salm-Schichten, und in den Revin-Schiefern wurden hier keine Knotenschiefer mehr beobachtet.

Den Gipfel des Peterberges krönt das Basalkonglomerat des Devon in flacher Lagerung und zeigt deutliche metamorphische Erscheinungen. Gedinne-Arkose und Salm-Schiefer sind hier und am Ausheben des Wehetales besonders stark metamorphosiert.

Verfolgt man die Zone der Gedinne-Schiefer, die das klarste Bild ergeben, nach NO. hin weiter, so sieht man sie in der Gegend von Hürtgen und Kleinhau in brennend rote Tonschiefer oder Schiefertone übergehen, und im Tönbach- und unteren Wehetal ist keine Andeutung einer Metamorphose mehr vorhanden, weder im Salmien, noch im Gedinnien. Hier tritt dann auch die früher schon erwähnte obere Salm-Stufe in unmetamorphosierter Gestalt auf.

Es ist so bei gleich bleibenden Lagerungsverhältnissen der Übergang deutlich zu verfolgen.

Es ist schon oben auseinandergesetzt worden, daß die beiden Granitvorkommen, die im Hohen Venn bekannt geworden sind, durch ihre Identität ihre Zusammengehörigkeit beweisen, daß sie also in der Tiefe zusammenhängen müssen, daß demnach das Vorhandensein einer größeren Granitmasse unter der Oberfläche anzunehmen ist. Da ferner die Knotenschiefer beim Jägerhaus typische Gesteine der Kontakthöfe sind, so ist es naheliegend, ihre Entstehung auf diesen in der Tiefe liegenden Granit zurückzuführen, der von Lamersdorf nach NO. fortsetzt. Dadurch würden dann naturgemäß die übrigen metamorphischen Erscheinungen der ganzen Zone auf die gleiche Weise, also durch plutonische Einwirkungen zu

erklären sein. Hinzuzufügen wäre noch daß auch in der Zone von Lamersdorf die Lagerung eine relativ einfache ist. Wenn auch zwischen Bickerath, Paustenbach und Lamersdorf einige Spezialfaltungen vorhanden sind, so folgen die Schichten hier auf dem Südflügel des Hauptgebirgssattels doch regelmäßig aufeinander mit einem mittleren Einfallen von etwa 45° nach Süden. Jedenfalls sind die gleichen Schichten auf dem Nordflügel in seiner ganzen Erstreckung vom Wehetal bis nach Belgien hinein sehr viel stärker durch die Faltung beeinflußt, zeigen dabei aber keine Metamorphose, trotzdem sie ehemals in ganz der gleichen Weise, wie auf dem Südflügel, durch die ganze Mächtigkeit der jüngeren Sedimente bedeckt waren.

Die Verhältnisse der Lamersdorfer Zone werden allerdings etwas verwickelt durch das Auftreten einer Anzahl von nicht granitischen Eruptivgesteinen, die vorzugsweise zwischen den Schichten der unteren Salm-Stufe auftreten. Sie sind durchweg so stark zersetzt, daß ihre wahre Natur auch durch mikroskopische Untersuchung mit Sicherheit nur schwer festzustellen ist. Dazu sind die Aufschlüsse in den weiten Waldgebieten zu schlecht, um die Lagerungsform deutlich erkennen zu lassen, und selbst die oberflächliche Ausdehnung läßt sich bei der starken Überrollung mit Quarzitschutt nicht immer mit Sicherheit feststellen. Z. T. haben diese Vorkommen aber nur eine ganz unbedeutende Mächtigkeit von nur wenigen Metern und stellen wahrscheinlich Gänge dar.

Die Farbe dieser Gesteine ist meistens gelblich, strohfarben bis fast weiß, und öfters sind sie geschiefert. An der Serpentine, die vom Wehetal auf die Höhe nach dem Peterberge zu führt, ist ein solches Gestein früher zu Zwecken des Wegebaues gewonnen worden. Es hat eine weißlichgelbe Farbe und enthält reichlich schmale Leisten, die zu einer braunen Masse zersetzt sind. Ich habe das Gestein Herrn Bruhns vorgelegt, der so freundlich war, eine mikroskopische Untersuchung vorzunehmen, nach denen diese Leisten Hornblende gewesen zu sein scheinen. Sonst besteht das Gestein in der Hauptsache aus einem körnigen Gemenge von Orthoklas und Quarz mit vielen Muscovitschüppchen und einzelnen porphyrischen Orthoklas- und Plagioklaskristallen. Herr Bruhns hält das Gestein für ein stark zersetztes vogesit- oder minette-

artiges. Vogesit sowohl wie Minette gehören nach Rosenbusch in die Ganggefolgschaft der granito-dioritischen Tiefengesteine. Es würde dies darauf hindeuten, daß sie auch in dem besprochenen Gebiet gangförmig auftreten, wogegen die Art des Auftretens nicht spricht.

Naturgemäß wird man diese Gesteine dann auch mit dem in der Tiefe steckenden und in geringer Entfernung bloßgelegten Granit in Beziehung bringen dürfen oder müssen.

Es ist schon bemerkt worden, daß am Peterberge, in der Nachbarschaft des Vogesit- bezw. Minettevorkommens die Metamorphose des Cambrium und Unterdevon besonders intensiv zu sein scheint. Ebenso scheinen in der Umgebung eines etwas ausgedehnteren Vorkommens ähnlicher Art südlich vom Jägerhaus die Knotenschiefer besonders verbreitet zu sein. Eine Kontaktmetamorphose ist hier nicht zu verkennen, wenn sie auch nicht auf den unter der Oberfläche verborgenen Granit selbst, sondern auf ein mit ihm in Verbindung stehendes Ganggestein zurückzuführen ist.

Die gleichen oder ganz ähnliche Umwandlungserscheinungen treten aber auch in weiterer Verbreitung auf, auch da, wo solche Ganggesteine fehlen, z. B. in der näheren Umgebung von Lamersdorf, bei Paustenbach etc., und müssen hier dann auf den nicht an die Oberfläche kommenden Granit direkt zurückgeführt werden.

Die Zone von Lamersdorf läßt sich, wie schon erwähnt, wenn auch nicht mit gleichbleibender Intensität, über Contzen, Mützenich, weiterhin durch das Warche- und Warchennetal, also bis in die Gegend von Malmedy verfolgen, und steht somit in Verbindung mit der Zone von Salm Chateau. Diese muß demnach dem gleichen Kontakthof angehören.

Auch für diese zuletzt besprochenen Gebiete sind daher die von Herrn Stainier für die Zone von Bastogne gezogenen Schlußfolgerungen bestätigt.

Mineralogie.

Allgemeines. Flüssige Kristalle.

Geo F. Kunz: Henri Moissan. (Read by title at 11th General Meeting Amer. Electro-Chemical Society. Philadelphia, Pa. May 4. 1907. p. 14. Fig. 1.)

Nekrolog von Henri Moissan. **W. S. Bayley.**

D. Vorländer: Neue Erscheinungen beim Schmelzen und Kristallisieren. (Zeitschr. f. phys. Chemie. **57**. 3. p. 357—364. 1906. Mit 2 Taf.)

Kombination von einfachem und doppeltem Kristallisieren. Unter den üblichen Bedingungen ist beim p-Anisalanisidin, p-Anisalphenetidin und Anisal-p-amidoacetophenon nur ein Schmelzpunkt und ein Erstarrungspunkt zu erkennen. Wenn man aber einzelne isotrope Tropfen — ohne irgend einen Zusatz von anderen Substanzen — freihält vom Keimen der festen Phase und unterkühlt, so tritt die Erscheinung des doppelten Kristallisierens und eine flüssige anisotrope Phase auf. In dieser Hinsicht werden die Substanzen mit den isomeren Benzophenonen Zincke's verglichen und ihre verschiedenen flüssigen Aggregatzustände werden als physikalische Isomere aufgefaßt.

Aus den Versuchen des Verf.'s ergibt sich, daß doppeltes Schmelzen und Kristallisieren nicht auf Tautomerie beruhen, daß aber der Aggregatzustand von der chemischen Konstitution abhängig ist.

Dreifaches Schmelzen bezw. Kristallisieren: Substanzen mit einer festen Phase und drei flüssigen Phasen. Beim Anisalaminoacetophenon beobachtet man, daß eine dunkelanisotrope Flüssigkeit, bevor sie völlig erstarrt, in eine hellanisotrope Flüssigkeit übergeht. Für die Unterscheidung der beiden kristallinischen Flüssigkeiten ist von Wichtigkeit, daß drei weitere Substanzen vom Verf. aufgefunden wurden, bei denen die dunkelanisotrope und hellanisotrope Flüssigkeit, beide scharf

getrennt, nacheinander auftreten und zu beobachten sind, wenn man die isotrope Schmelze abkühlt bezw. den kristallinisch festen Körper schmilzt:

krist. fest $\underset{1.}{\rightleftharpoons}$ hell krist. flüssig $\underset{2.}{\rightleftharpoons}$ dunkel krist. flüssig $\underset{3.}{\rightleftharpoons}$ isotrop flüssig.

Diese Substanzen haben also einen dreifachen Schmelzpunkt bezw. Übergangspunkt. Es ist: p-Azoxybromzimtsäureäthylester, Anisal-p-aminozimtsäureäthylester und p-Acetoxyazobenzolakrylsäureester. Beim Abkühlen der istotropen Schmelze dieser Substanzen tritt plötzlich die dunkelanisotrope Phase in der istotropen auf, ebenso plötzlich erscheint bei weiterem Abkühlen die hellanisotrope Phase in prachtvollen flüssigen Kristallen, Stäbchen, die zu einer strahligen, flüssigen Kristallmasse zusammenwachsen. Schließlich wird die Masse unter abermaliger Formänderung kristallinisch fest. Beim Erhitzen und Schmelzen der erkalteten festen Masse treten die sämtlichen Erscheinungen in umgekehrter Reihenfolge auf, beidesmal aber nur, wenn die Substanzen rein sind; geringe Verunreinigungen bringen die dunkelanisotrope Flüssigkeit zum Verschwinden.

Anisal-p-aminobenzoesäure verwandelt sich beim Erhitzen in eine zweite kristallinisch feste Form, diese schmilzt zu einer anisotropen und diese erst zu einer isotropen Flüssigkeit. Die Substanz durchläuft also zwei feste und zwei flüssige Phasen.

Bei Versuchen mit dem bromierten Azoxyzimtsäureester hat Verf. zufällig gefunden, daß sich aus der isotropen Schmelze bei Zusatz von sehr wenig Bromnaphthalin wirklich flüssige Kristalle mit geraden Kanten und scharfen Winkeln ausscheiden; die kleinen Kristalle sind scharf ausgebildet, die großen in ihrer Form durch die Oberflächenspannung, den flüssigen Zustand und durch Zusammentritt mehrerer Kristalle abgeändert.

Acht photographische Abbildungen veranschaulichen die hier beschriebenen Erscheinungen. **R. Brauns.**

D. Vorländer: Substanzen mit mehreren festen und mehreren flüssigen Phasen. (Ber. d. deutsch. chem. Ges. **40**. p. 1415—1432. 1907.)

Die Ergebnisse der experimentellen Untersuchung werden wie folgt zusammengefaßt:

1. Substanzen, die beim Schmelzen oder beim Erstarren den kristallinisch-flüssigen Zustand annehmen, sind weit verbreitet unter den organischen Verbindungen und finden sich besonders bei vielen Arten von Benzolderivaten, z. B. bei Carbonsäuren, Estern, Phenoläthern, Ketonen, Aminen, Azinen, Acylidenaminen, Azo- und Azoxyverbindungen.

2. Der kristallinisch-flüssige Zustand ist abhängig von der chemischen Konstitution und als maßgebend wurde nachgewiesen: Alphylierung und

Acylierung der Hydroxyde, Gegenwart ungesättigter Gruppen, Parastellung.

3. Der Dimorphie und Polymorphie bei kristallinisch-festen Substanzen ist das Vorkommen der kristallinisch-flüssigen Phasen insofern an die Seite zu stellen, als die Bildung der labilen kristallinischen Modifikation im flüssigen wie im festen Zustand von der Unterkühlung der Substanzen abhängt.

4. Es wurden Substanzen synthetisch dargestellt, die zwei verschiedene kristallinisch-flüssige Phasen neben einer oder mehreren kristallinisch-festen Phasen bilden (N-Anisalamidoacetophenon, Anisalamidozimtsäureäthylester, Acetat des Oxyazobenzolakrylsäureesters, Azoxybromzimtsäureester, Azozimtsäureester).

5. Bei der Bildung mehrerer kristallinisch-festen Modifikationen ist im Gegensatz zu den kristallinisch-flüssigen keine bestimmte Beziehung zur chemischen Konstitution zu erkennen.

6. Bei einem Präparat von Azoxybromzimtsäureester, welches aus dem Tetrabromid des Azoxyzimtsäureesters durch partielle Abspaltung von Bromwasserstoff mittels Pyridin dargestellt war, wurden flüssige, vollständig klare Kristalle beobachtet und photographiert, die in ihren geraden Kanten und Winkeln, im Wachstumsvermögen und im optischen Verhalten festen Kristallen gleichen, bei Berührung aber zusammenfließen und sich beim Aufdrücken wie ein zähflüssiges Öl verhalten.

7. Die chemischen Untersuchungen liefern einen weiteren Beweis dafür, daß Flüssigkeiten, welche man bisher nur für amorph gehalten hat, wie feste Körper eine kristallinische Gestalt annehmen können und bestätigen somit die Schlußfolgerungen, welche O. Lehmann im Jahre 1889 aus seinen Versuchen mit Jodsilber und mit den von Reinitzer entdeckten Cholesterinderivaten gezogen hat. **R. Brauns.**

D. Vorländer: Einfluß der molekularen Gestalt auf den kristallinisch-flüssigen Zustand. (Ber. d. deutsch. chem. Ges. **40**. p. 1970—1972. 1907.)

Es wird darauf hingewiesen, daß nach dem Ergebnis der bisherigen Untersuchungen der kristallinisch-flüssige Zustand durch eine möglichst lineare Struktur des Moleküls hervorgerufen wird, daß die Ansicht von O. Lehmann, die Doppelbrechung im kristallinisch-flüssigen Zustand werde durch die Anisotropie des Moleküls verursacht, hierin eine Bestätigung finde. **R. Brauns.**

D. Vorländer und A. Gahren: Entstehung kristallinischer Flüssigkeiten durch Mischung von Substanzen. (Ber. d. deutsch. chem. Ges. **40**. p. 1966—1969. 1907.)

Eine Mischung von Anissäure (Schmelzpunkt 184°) und α-Anisalpropionsäure (Schmelzpunkt 154°) bildet eine kristallinisch-flüssige Säure.

während jede der beiden reinen Säuren nicht kristallinisch-flüssig ist. Den Verf. gelang es, auch von anderen Säuren durch Schmelzen mit den beiden genannten kristallinisch-flüssige Mischungen herzustellen.

R. Brauns.

O. Lehmann: 1. Scheinbar lebende flüssige Kristalle. (Natur und Schule. 6. 1907. p. 111—127. Mit 1 Doppeltafel.)

—: 2. Flüssige Kristalle und ihre Analogien zu den niedrigsten Lebewesen. (Kosmos, Handweiser für Naturfreunde. 4. 1907. p. 1—10.)

Verf. hat an zahlreichen Stellen von seinen Untersuchungen Mitteilungen gemacht, wir führen nur noch die beiden genannten an und ersparen uns, die Illustrierte Zeitung und den Tag zu zitieren. Man gewinnt den Eindruck, als ob Verf. immer mehr von der Ähnlichkeit seiner scheinbar lebenden Kristalle mit niedrigsten Lebewesen überzeugt werde, und doch darf man nicht aus dem Auge lassen, daß die Erscheinungen nur bei hohen Temperaturen und unter Vermittlung eines Lösungsmittels auftreten und daß sie ganz außerordentlich von geringen Temperaturschwankungen beeinflußt werden, daß auch ganz unvermeidlich ein sehr beträchtliches Temperaturgefälle an den verschiedenen Teilen eines Präparates besteht. Was sich hier ausscheidet, wird dort gelöst, das eben Ausgeschiedene hat in seiner Form nur momentanen Bestand, aus der Kugel entwickelt sich ein Wurm, er schnellt zusammen wieder zu einer Kugel, Stäbchen treten auf, Kugeln fließen zusammen, werden eingeschnürt, teilen sich, sehr anziehend zu beobachten, aber doch kein Leben. Als die wichtigsten Analogien mit niedrigsten Lebewesen zählt Verf. (in No. 2) folgende auf: 1. Die Fähigkeit zu wachsen. 2. Die Ähnlichkeit von Kristallisationskern und Keim. 3. Das Aufzehren labiler Kristalle durch stabile. 4. Die regelmäßige Form. 5. Die Regenerationsfähigkeit. 6. Die Homöotropie, die selbständige Wiederherstellung der gestörten Struktur. 7. Die Kopulation, das Zusammenfließen zu einem einheitlichen Individuum. 8. Die Selbstteilung. 9. Die Intussuszeption. 10. Die Bewegungserscheinungen. 11. Die Vergiftungserscheinungen durch Beimischung fremder Stoffe. 12. Die hierdurch bedingte Beschränkung der Größe der Individuen. 13. Die Kreuzung, die Entstehung von Mischkristallen durch mechanische Mischung. 14. Polymorphismus, entsprechend dem Generationswechsel.

R. Brauns.

O. Lehmann: Die scheinbar lebenden Kristalle. Anleitung zur Demonstration ihrer Eigenschaften sowie ihrer Beziehungen zu anderen flüssigen und zu den festen Kristallen in Form eines Dreigesprächs. 68 p. Eßlingen und München. 1907.

In einem Dreigespräch zwischen Müller, Schulze und Lehmann erläutert letzterer die Erscheinungen der flüssigen und scheinbar lebenden

Kristalle und sucht die Einwendungen gegen seine Auffassung zu widerlegen, indem er den Fragestellern die Präparate demonstriert und auf die besonderen Eigentümlichkeiten hinweist. Etwas gegenüber den früher mitgeteilten Beobachtungen wesentlich Neues enthält das Schriftchen nicht.

R. Brauns.

O. Lehmann: Über flüssige Kristalle. Erwiderung auf die Äußerungen der Herren E. Riecke, B. Weinberg, W. Nernst und K. Fuchs. (Phys. Zeitschr. 8. Jahrg. 1907. p. 42—51.)

Verf. verteidigt hier seinen bekannten Standpunkt, wendet sich namentlich gegen die Ansicht von Nernst, nach der die trübe Flüssigkeit aus einer Emulsion zweier begrenzt mischbaren, tautomeren Formen der betreffenden Verbindung bestehe und macht geltend, 1. daß die flüssigen Kristalle im allgemeinen polyedrische Form haben, während Emulsionen Kugelform annehmen müßten. 2. Die flüssigen Kristalle sind klar durchsichtig. 3. Die optischen Eigenschaften lassen sich durch Annahme von Emulsion in keiner Weise erklären etc. **R. Brauns.**

O. Lehmann: Flüssige Kristalle und mechanische Technologie. (Phys. Zeitschr. 8. Jahrg. p. 386—391. 1907.)

Das Studium der fließenden und flüssigen Kristalle erscheint dem Verf. auch in technischer Hinsicht deshalb wichtig, weil sich bei diesen der Einfluß der Homöotropie in voller Reinheit zeigt, er wird aber auch geltend gemacht für solche Stoffe, bei denen durch stärkeren Druck ein „Fließen" stattfindet. Das Auftreten von Doppelbrechung in Glas wird u. a. als Beweis dafür angesehen, daß auch bei plastischer Deformation amorpher Körper Homöotropie mitwirkt und diese in gewissem Grade anisotrop macht, indem ein Teil der Moleküle mehr oder weniger parallel gerichtet wird. **R. Brauns.**

F. Wallerant: Sur les cristaux liquides de propionate de cholestéryle. (Compt. rend. **143**. p. 605. 1906.)

Die stark brechende (optisch zweiachsige) Modifikation des propionsauren Cholesterins bildet zuweilen Sphärolithe, deren Fasern um eine ihrer optischen Bisektricen fordiert sind. Wenn man diese kristallinen Fasern durch vorsichtiges Erhitzen in die flüssige kristalline (optisch einachsige) Modifikation verwandelt, behalten sie ihre Torsion bei, und zwar liegt jetzt eine Normale ihrer optischen Achse parallel der Torsionsachse. — Die von Reinitzer an den flüssigen Kristallen des propionsauren Cholesterins beobachtete Farbenzerstreuung ist nach Verf. nur in Schnitten senkrecht zu ihrer optischen Achse zu sehen. **O Mügge.**

F. Wallerant: Sur les cristaux liquides d'oléate d'ammonium. (Compt. rend. **143**. p. 694. 1906.)

Preßt man Stückchen von Ammoniumoleat zwischen Objekt- und Deckglas, so erhält man eine trübe Masse mit Aggregatpolarisation; durch wiederholtes Schüttern lagern sich die Teilchen mit der optischen Achse senkrecht zu den Glasflächen. Bringt man nun die Masse durch Pressen zum Zerfließen (écoulement), so erfährt gleichwohl die Interferenzfigur keine Veränderung. Verf. schließt daraus, daß die Einwirkung der Glasoberflächen stark genug ist, die Teilchen auch während des „Fließens" in ihrer Lagerung zu bewahren, ferner, daß die „optischen Erscheinungen" lediglich von der komplexen Partikel abhängen, da von einer netzartigen Anordnung während des Fließens keine Rede sein könne. [Ref. möchte vermuten, daß die Kriställchen sehr leicht Translationen parallel der Basis eingehen, diese Annahme würde die sonst rätselhafte orientierende Wirkung der Glasoberfläche, auch während des Fließens, erklären.]

Die eben besprochenen positiv einachsigen Kristalle verwandeln sich bei 40° in negativ zweiachsige mit kleinem Achsenwinkel, daraus geht beim Abkühlen nicht wieder die erste, sondern eine dritte, optisch positiv zweiachsige Modifikation hervor. Eine vierte, instabile, erhält man durch Kristallisation aus Lösungen oder Schmelzen. **O Mügge.**

G. Friedel: Observations relatives aux cristaux fluides. (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 69—80. 1907.)

Aus der mikroskopischen Beobachtung, daß ein Ammoniumoleat, das zwischen zwei Objektgläsern in ein Aggregat zerdrückt wurde, durch Schüttern des Präparats wieder soweit homogen wurde, daß optische Einachsigkeit wie im ursprünglichen Kristall festgestellt werden konnte, hatte Wallerant geschlossen, daß die optischen Eigenschaften von der gitterförmigen Anordnung der Partikeln unabhängig seien. Demgegenüber macht Verf. darauf aufmerksam, daß keine Veranlassung dazu vorliege, anzunehmen, daß die optischen Eigenschaften lediglich durch die Natur der Partikeln bedingt seien, nicht auch durch ihre Zwischenräume, so daß letztere deformiert werden könnten, ohne daß die optischen Eigenschaften sich änderten, wenn nur die Partikeln intakt (und parallel orientiert) blieben. Es ist ihm viel wahrscheinlicher, daß die Deformation des Gitters nur eine vorübergehende ist und durch das Schüttern eine der ursprünglichen ganz gleiche Anordnung wieder erreicht wird, um so mehr, als bei der Biegung solcher Oleatkristalle und ebenso bei der „Kopulation" ähnlich weicher Kristalle die optische Homogenität keineswegs bestehen bleibt und anderseits der Umstand, daß an solchen kopulierten Kristallen zwillingsähnliche Gruppierungen beobachtet werden können, vielmehr darauf hinweisen, daß diese Gebilde ebenso diskontinuierliche vektorielle Eigen-

schaften und also Gitterstruktur haben wie die gewöhnlichen Kristalle. In der Tat geht aus der eingangs erwähnten Beobachtung auch gar nicht hervor, daß jenen durch Schütterung erhaltenen Gebilden diskontinuierliche vektorielle Eigenschaften fehlen. **O. Mügge.**

Einzelne Mineralien.

Geo F. Kunz: The Diamond and Moissanite, Natural, Meteoric and Artificial. (Lecture delivered at 12th General Meeting of Amer. Electro-Chemical Society. New York. Oct. 18. 1907.)

Ein kritischer Bericht über eine lange Reihe von Experimenten, die zur Darstellung des Diamantes führten. Die angeführte Literatur umfaßt 52 Nummern. **W. S. Bayley.**

E. Sommerfeldt: Über den Ursprung des Ammoniaks der Laven. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. **59**. 1907. p. 193—195.)

Verf. ist der Ansicht, daß die Ammoniakverbindungen in den Laven wohl zuweilen, wie es Bunsen meint, aus organischen Substanzen entstehen, daß sie aber auch häufig unorganischen Ursprungs sind. Man darf aber nicht mit Stocklasa (Centralbl. f. Min. etc. 1907. p. 161) an einen ursprünglichen Stickstoffgehalt der Magmen in der Tiefe denken, da sonst die Tiefengesteine stickstoffhaltig sein müßten. Mit der beobachteten Beschaffenheit der letzteren steht es besser im Einklang, die Entstehung jener Verbindungen aus dem Luftstickstoff abzuleiten. Es sind hierfür mehrere Möglichkeiten nachgewiesen, die Verf. erwähnt. **Max Bauer.**

N. Knight: Notiz über die Bestimmung von Ferroeisen. (Chemic. News. **97**. p. 122. 1908.)

Verf. stellte fest, daß bei Mineralanalysen durch sehr feines Pulvern des Ausgangsmaterials Fehler veranlaßt werden können; denn es kann dadurch Ferroeisen zu Ferrieisen oxydiert werden. Als Beispiel führt Verf. an, daß ein Siderit, welcher im Zustande eines groben Pulvers 2,68 % Ferrioxyd aufweist, als feines Pulver 3,26 % Fe_2O_3 ergibt. Als Ursache der Umänderung betrachtet Verf. teils die beim Pulverisieren entstehende Reibungswärme, teils die Oberflächenvergrößerung und dadurch bedingte Erhöhung der Oxydationsfähigkeit. **E. Sommerfeldt.**

O. Weigel: Die Löslichkeit von Schwermetallsulfiden in reinem Wasser. (Zeitschr. f. physik. Chemie. **58**. p. 293—300. 1907. 1 Fig.)

Es wurde die Löslichkeit einer Reihe von Sulfiden der Schwermetalle (teils natürlichen Mineralvorkommen, teils vom Verf. synthetisch her-

gestellten Produkten entstammend) bestimmt und aus der Leitfähigkeit unter der Annahme berechnet, daß das gelöste Sulfid quantitativ hydrolysiert, das gebildete Hydroxyd quantitativ dissoziiert und die Leitfähigkeit des bei der Hydrolyse entstehenden Schwefelwasserstoffes gegenüber der Leitfähigkeit des Hydroxyds zu vernachlässigen sei. Es wurde Mangansulfid, Magnetkies, Pyrit, Würtzit, Millerit, Greenockit, Zinklende (1. von Santander, 2. künstlich), Kupfersulfür, Bleiglanz (1. natürlich, 2. künstlich), Mussivgold, Silberglanz, Zinnsulfür (Sn S) im kristallisierten Zustande untersucht, ferner auch eine Reihe von gefällten, folglich nicht Kristallformen aufweisenden Sulfiden. Es bestätigte sich in allen Fällen die Regel, daß die labile Modifikation leichter löslich ist als die stabile.

E. Sommerfeldt.

L. Dürr: Über ein neues Vorkommen von Lautit. (Mitt. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. **6**. 1907. p. 249—252.)

Das Mineral stammt von der Grube „Gabe Gottes" im Rauental bei Markirch, wo Mitte 1906 ein neuer Erzgang angefahren wurde. Er ist besonders reich an ged. Arsen, das von Fahlerz, Speißkobalt, Rammelsbergit, Proustit etc. durchsetzt ist. Unter diesen Erzen ist auch das hier in Rede stehende: Lichtstahlgrau ins Rötliche, schwarzer Strich, spröde. H. = 3—$3\frac{1}{2}$, G. = 4,53 bei 18° C. Es bildet Kristalle und strahlige, bis 5 cm lange Aggregate, in denen deutliche Spaltbarkeit nach 3 in einer Zone liegenden Richtungen, von welchen eine sehr vollkommen, so daß sie an Enargit erinnern. Nach den nur wenig genau meßbaren Winkeln der Spaltungsflächen könnten die Kristalle monoklin sein. Splitter dekrepitieren heftig im Glasröhrchen. Die Analyse ergab (I):

	I.	II.
Cu	37,07	37,21
As	44,53	44,01
S	18,30	18,78
	99,90	100,00

Die Zahlen II entsprechen der Formel Cu As S, die mit der von Frenzel's Lautit von Lauta bei Marienberg in Sachsen übereinstimmt bis auf 12 % Ag, der im Markircher Mineral fehlt. Die deutlichen Kristalle, die Reinheit der Substanz, sowie die Ähnlichkeit im chemischen Verhalten und in der Zusammensetzung mit Mispickel, Kobaltglanz und Gersdorffit lassen an der Selbständigkeit des Lautit nicht zweifeln, der danach nicht als Gemenge aufgefaßt werden darf. **Max Bauer.**

Charles E. Munroe: Artificial Hematite Crystals. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 485—486. 1907.)

Beim Deacon-Prozeß sieben Jahre der Einwirkung von Salzsäure ausgesetzte Eisenrohre erwiesen sich auf den Innenflächen mit glänzenden

Eisenglanzkristallen überkrustet, deren Entstehung auf die Bildung von Eisenchlorid und dessen Zersetzung durch Luft zurückzuführen ist. Je stärker der Rohrdurchmesser war, desto größer waren die Kristalle. Ein sechszölliges Rohr wies bis 1 cm große Kristalle auf, ein zwanzigzölliges solche bis 3 cm lang. **F. Rinne.**

H. P. Whitlock: Some new cristallographic combinations of Calcite from West Paterson, N. J. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 426—428. 1907.)

Die Kristalle entstammen einem Trappsteinbruch, der 1 Meile nordwestlich von Haledon in New Jersey gelegen ist. Verf. unterscheidet 3 Typen der Ausbildung. Beim ersten handelt es sich um lose oder parallel aggregierte Individuen, die mit lichtgrünlichem Datolith und kleinen Rosetten von Eisenglanz zusammen vorkommen. Sie sind bis 8 mm lang und farblos. Vorherrschend ist das steile Rhomboeder $\chi\cdot$ (09$\bar{9}$4); es trägt in kleiner Entwicklung p. (10$\bar{1}$1) und m· (40$\bar{4}$1). Dazu kommt das positive Skalenoeder U: (54$\bar{9}$1). Die Kristalle vom Typus II sitzen direkt dem Diabas auf, sind ca. 5 mm lang mit Achse c senkrecht zur Unterlage. Halb durchscheinend, zahlreiche kleine Einschlüsse von Eisenglanz, der zuweilen auch die Lücken zwischen den Kristallen als roter Staub füllt. Kennzeichnend ist eine Serie negativer Rhomboeder; dazu kommen wesentlich noch Skalenoeder. Formen: o (0001), p. (10$\bar{1}$1), $\lambda\cdot$ (08$\bar{8}$7), $\xi\cdot$ (04$\bar{4}$3), $\upsilon\cdot$ (05$\bar{5}$3), $\Phi\cdot$ (02$\bar{2}$1), $\Xi\cdot$ (05$\bar{5}$1), $\Sigma\cdot$ (0 . 11 . $\bar{11}$. 1), p: (13$\bar{4}$1), q: (24$\bar{6}$1), H: (36$\bar{9}$5) neu, M (8 . 4 . $\bar{12}$. 5), C (1 . 13 . $\bar{14}$. 10) neu. Typus III weist milchweiße, an 20 mm lange Kristalle auf. Sie fanden sich auf Klüften im Diabas, vergesellschaftet mit Amethyst. Habitus skalenoedrisch mit vorherrschendem K: (21$\bar{3}$1). Dazu kommt eine ausgeprägte Entwicklung negativer Rhomboeder wie beim Typus II, insbesondere von $\Phi\cdot$ (02$\bar{2}$1). Das meist schlecht entwickelte Ende trägt gewöhnlich eine Vertiefung mit Rosetten von Eisenglanz und mit Prochlorit. Formen: b (10$\bar{1}$0), m· (40$\bar{4}$1), K· (50$\bar{5}$2), $\lambda\cdot$ (08$\bar{8}$7), $\xi\cdot$ (04$\bar{4}$3), $\Phi\cdot$ (02$\bar{2}$1), $\Xi\cdot$ (05$\bar{5}$1), $\Sigma\cdot$ (0 . 11 . $\bar{11}$. 1), K: (21$\bar{3}$1), q: (24$\bar{6}$1), $\mathfrak{F}$: (4 . 8 . $\bar{12}$. 5), $\mathfrak{D}$: (4 . 16 . $\bar{20}$. 9). **F. Rinne.**

J. Morozewicz: Über die chemische Zusammensetzung des Nephelins. (Bull. Acad. des sciences, Cracovie, cl. sc. math. et nat. Okt. 1907. p. 958—1008. Mit 1 Textfig.)

Verf. bespricht zunächst die bisher für den Nephelin aufgestellten Formeln nach den Arbeiten von Gmelin, Scheerer, Bromeis, Rammelsberg, Rauff, Thugutt und anderen, und kommt dabei zu dem Schluß, daß die chemische Zusammensetzung des Nephelins „insofern schwankt, daß es unmöglich ist, für dieselbe eine konkrete Formel zu finden". Die Ursache davon sieht er darin, daß zwei grundlegende Fragen noch nicht entschieden sind: 1. Das Verhältnis des Kalium zum Natrium, seine Unbeständigkeit und ihr Charakter: isomorph oder stöchiometrisch. 2. Das

Verhältnis der Tonerde zum Siliciumdioxyd für sich selbst und im Zusammenhang mit den schwankenden Mengen von Kalium und Natrium. Anlaß, diesen Fragen näher zu treten, gab die Untersuchung des Eläolith im Mariupolit, wobei auch der Eläolith von Mias und der Nephelin vom Vesuv berücksichtigt wurden. Die Untersuchungsmethoden werden eingehend besprochen, namentlich auch die Entfernung der Einschlüsse, die bei dem rötlichen, mit Perthit und Hämatit gemengten Eläolith von Mariupol $50\frac{1}{2}$ % betragen.

Eläolithe von Mariupol. Der gangförmig im Balka Walitarama hervortretende Mariupolit enthält Eläolith von dreierlei Habitus: I. porphyrartige Kristalle, II. große derbe Massen (9,70—9,97 % Einschlüsse), III. kleine rötliche Körner (50,34—50,51 Perthit und Hämatit). Die folgenden Zahlen sind Mittel aus je zwei Analysen, die Molekularverhältnisse sind sub I a etc. beigefügt.

	I.	I a.	II.	II a.	III.	III a.
SiO_2	43,65	2,21	43,46	2,21	43,55	2,21
TiO_2	0,10		0,07		0,03	
Al_2O_3	33,12	1	32,82	1	32,96	1
Fe_2O_3	0,48		0,75		0,66	
CaO	0,49	0,99	0,31	0,99	0,25	1,00
MgO	—		—		—	
K_2O	5,69		5,55		6,09	
Na_2O	15,91		16,12		16,00	
H_2O	0,74		0,89		0,33	
	100,18		99,97		99,87[1]	

Es ist also überall das Molekularverhältnis: 1 : 1 : 2,2; das Verhältnis von $K_2O : Na_2O$ in I und II fast gleich 1 : 4,4 und 1 : 4,5, in III wie 1 : 4,06, also abgerundet wie $1 : 4\frac{1}{2}$ und wie 1 : 4. Dies führt auf die beiden Formeln:

$$\text{I und II: } K_2Na_9Al_{11}Si_{12}O_{46}$$
$$\text{III: } K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}.$$

Die Eläolithe von Mariupol sind also, obwohl im allgemeinen sehr ähnlich, doch bezüglich des Verhältnisses der Alkalien wesentlich voneinander verschieden. Der rötliche, K_2O-reichere, findet sich mit Kalifeldspat (Mikroperthit), die anderen, grauen, Na_2O-reicheren mit Albit.

Eläolith von Mias. G. = 2,6453, Mittel aus drei Wägungen: 2,6466, 2,6454, 2,6440, alle mit demselben Pulver, das jedesmal neu ausgekocht wurde; die stetige Abnahme rührt daher, daß das Pulver vom Wasser stark angegriffen wurde. Bei 12stündigem Kochen von Pulver dieses Eläoliths mit Wasser ergab sich, daß mindestens 0,45 % davon aufgelöst wurden. Die Analyse lieferte folgende Zahlen als Mittel von zwei Versuchen:

[1] Als Summe ist 99,86 angegeben.

SiO_2	42,71	2,121	$K_2O : Na_2O = 1 : 4,4$
TiO_2	0,04		$CaO : Na_2O = 1 : 46\frac{1}{2}$
Al_2O_3	33,83	1	
Fe_2O_3	0,40		
CaO	0,32	0,998	Hieraus folgt die Formel:
MgO	Spur		$K_4 Na_{18} Al_{22} Si_{23} O_{90}$.
K_2O	5,86		
Na_2O	16,46		
H_2O	0,18		
Einschlüsse	0,06		
	99,86		

Der SiO_2-Gehalt ist also hier um etwas mehr als 1 % geringer, das Verhältnis $SiO_2 : Al_2O_3$ ist also von 2,21 auf 2,12 gesunken, aber das Verhältnis der Alkalien zur Tonerde und der Alkalien zueinander ist das gleiche wie oben. Wir haben es auch hier mit einer stöchiometrisch bestimmten Verbindung zu tun. Berücksichtigt man auch die älteren Analysen von Bromeis, Scheerer, Lemberg und Thugutt, so müssen wir zwei Typen des Eläolith von Mias annehmen, mit dem Verhältnis: $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2\frac{2}{11}$ und $1 : 2\frac{1}{11}$, in beiden ist aber gleichermaßen: $K_2O : Na_2O + CaO = 1 : 4\frac{1}{2}$, und der zweite Typus hat die gleiche Zusammensetzung wie der eine von Mariupol: $K_2 Na_9 Al_{11} Si_{12} O_{46}$.

Nephelin vom Vesuv (Kristalle von Masseria di Focone). G. = 2,64.

Mittel aus zwei Analysen:

SiO_2	42,53	2,11	$K_2O + MgO : Na_2O + CaO = 1 : 4,4$
TiO_2	0,01		$CaO : Na_2O = 1 : 7$
Al_2O_3	33,92	1	
Fe_2O_3	0,30		
CaO	1,97	1,02	
MgO	0,07		
K_2O	5,82		
Na_2O	15,12		
H_2O	0,13		
Einschlüsse	0,24		
	100,11		

Es ist also kein wesentlicher Unterschied von dem obigen Eläolith von Mias vorhanden und dieselbe Formel wie dort gilt auch hier. Charakteristisch ist der bedeutende CaO-Gehalt und die Magnesia, die als chemisch gebunden anzusehen ist. Die Resultate dieser Analyse, mit der eine frühere von Thugutt nahe übereinstimmt, werden mit denen von Scheerer, Rauff und Rammelsberg verglichen und daraus geschlossen, daß am Vesuv zwei Typen vorkommen: 1. (Verf. und Thugutt): $Na_2O + CaO : K_2O = 4\frac{1}{2}$ und $Al_2O_3 : SiO_2 = 2,09$; 2. $Na_2O + CaO : K_2O = 5\frac{1}{2}$ und $SiO_2 : Al_2O_3$ in einem noch nicht näher bestimmten Verhältnis, das aber jedenfalls größer ist als 2,1 (Scheerer, Rauff und Rammelsberg).

Zweiter Typus vom Vesuv. Kleine Kristalle, $\infty P . 0P . P$, aus der Somma oberhalb San Sebastiano, auf einem Gemenge von Augit, Fuchsit und Sanidin sitzend und von kleinen splitterigen Gebilden eines Minerals aus der Skapolithgruppe bewachsen, ergaben als Mittel zweier Analysen:

SiO_2	43,34	2,15
TiO_2	Spur	
Al_2O_3	33,75	1
Fe_2O_3	0,50	
CaO	2,20	1,03
MgO	0,24	
K_2O	4,34	
Na_2O	15,66	
H_2O	0,23	
Cl	Spur	
SO_3	—	
	100,26	

$K_2O + MgO : Na_2O + CaO = 1 : 5,6$

$CaO : Na_2O = 1 : 6,5$

Hieraus folgt die Formel:

$K_2Na_{11}Al_{13}Si_{14}O_{54}$.

Auch dieser zweite, häufigere Typus enthält also etwa 2 % CaO und etwas MgO, was demnach für den Nephelin vom Vesuv charakteristisch ist. Der Unterschied vom ersten, selteneren Typus ergibt sich aus den Analysenzahlen.

Diese Formeln, die z. T. an verschiedenen Vorkommen wiederkehren (Mariupol und Mias, Mias und Vesuv), gruppiert Verf. in folgender Weise:

I. Normale Reihe:

$K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}$ (Mariupol).

$K_2Na_9Al_{11}Si_{12}O_{46}$ (Mariupol, Mias).

$K_2Na_{10}Al_{12}Si_{13}O_{50}$ (Dunganton, Ontario, nach Harrington).

$K_2Na_{11}Al_{13}Si_{14}O_{54}$ (Vesuv).

II. Basische Reihe:

$K_4Na_{18}Al_{22}Si_{23}O_{90}$ (Mias, Vesuv).

Die Nepheline der normalen Reihe, häufiger als die selten auftretenden basischen, folgen demnach der allgemeinen Formel:

$$K_2Na_nAl_{n+2}Si_{n+3}O_{4n+10},$$

wobei Fe_2O_3, CaO und MgO als Vertreter von bezw. Al_2O_3, Na_2O und K_2O aufzufassen sind, wie die Analysen deutlich zeigen. Das Wasser ist das Resultat eines Hydratisationsprozesses und wurde daher bei Aufstellung der Formeln nicht berücksichtigt.

Es werden nunmehr auch die älteren Analysen anderer Nepheline in derselben Weise berechnet, wobei sich ergibt: 1. daß die Mehrzahl der gesteinsbildenden Nepheline zur „normalen“ Reihe gehört; 2. daß alle sicheren Analysen auf Anwesenheit von K_2O hindeuten, dessen Menge ungefähr 5 % beträgt und in den engen Grenzen zwischen $4\frac{1}{2}$ % und $6\frac{1}{2}$ % schwankt. Das Verhältnis von $K_2O : Na_2O + CaO$ überschreitet in guten Analysen nicht die Norm: $K_2O : Na_2O + CaO = 1 : x$, wo $x = 4—5\frac{1}{2}$;

nur in drei zweifelhaften oder prüfungsbedürftigen ist $x = 3\frac{1}{2}$ oder doch nahezu. K_2O spielt also nicht die Rolle eines zufälligen, Na_2O ersetzenden Bestandteils, sondern es hat eine tiefere konstitutionelle Bedeutung. Es gibt keinen gesteinsbildenden Nephelin ohne Kali, aber es kann von keinem Isomorphismus die Rede sein, sondern K_2O und Na_2O sind in besonderen, das komplizierte Nephelinsilikat bildenden Molekülkomplexen unterzubringen, wie das ähnlich auch in anderen, beide Alkalien enthaltenden Verbindungen anzunehmen ist.

Die Interpretation der obigen empirischen Formeln führt darauf, daß die „normalen" Nepheline anzusehen sind als Doppelverbindungen des Alumodisilikats von Na_2O mit dem Alumotrisilikat von K_2O, und zwar:

$$K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42} = K_2Al_2Si_3O_{12} . 4\ Na_2Al_2Si_2O_8$$
$$K_2Na_9Al_{11}Si_{12}O_{46} = K_2Al_2Si_3O_{12} . 4\tfrac{1}{2}\ Na_2Al_2Si_2O_8$$
$$K_2Na_{10}Al_{12}Si_{13}O_{50} = K_2Al_2Si_3O_{12} . 5\ Na_2Al_2Si_2O_8$$
$$K_2Na_{11}Al_{13}Si_{14}O_{56} = K_2Al_2Si_3O_{12} . 5\tfrac{1}{2}\ Na_2Al_2Si_2O_8.$$

Das erste dieser Alumosilikate ist in den Sodalithen, Noseanen etc. anwesend, das andere entspricht einem wasserfreien Natrolith. Dies stimmt auch mit den Untersuchungen des Nephelins durch Thugutt (dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. 1904. p. 582) und mit den Pseudomorphosen vom Zeagonit nach Nephelin. Thugutt (dies. Jahrb. 1900. II. 65) weist nach, daß Zeagonit ($8CaAl_2Si_3O_{10} . 3K_2Al_2Si_3O_{10} . 55H_2O$) ein hydratisierter Nephelin ist, dessen Na_2O durch CaO ersetzt ist, während K_2O keine Änderung erlitten hat.

Der einzige bekannte Typus der „basischen" Nepheline führt, in derselben Weise aufgefaßt, auf die Form:

$$K_4Na_{18}Al_{22}Si_{23}O_{90} = 9\,Na_2Al_2Si_2O_8 . K_4Al_4Si_5O_{18}.$$

Trotz dieser chemischen Verschiedenheit sind die sämtlichen Nepheline doch kristallographisch und physikalisch sehr nahe übereinstimmend, nur sind die basischen etwas schwerer (G. = 2,64 gegen 2,63 der normalen). Es ist eine ähnliche Übereinstimmung der Kristallisation vorhanden bei chemischer Verschiedenheit, wie z. B. bei der Hauyngruppe.

Berechnet man die Prozentverhältnisse der normalen Nepheline, so erhält man folgende Tabelle:

	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	Empirische Formel
K	47,92	27,06	—	24,97	$K_2Al_2Si_3O_{10}$
K : 3 Na	44,10	33,13	15,12	7,65	$K_2Na_6Al_8Si_9O_{34}$
K : $3\frac{1}{2}$ Na	43,91	33,43	15,80	6,86	$K_2Na_7Al_9Si_{10}O_{38}$
K : 4 Na	43,77	33,66	16,36	6,21	$K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}$
K : $4\frac{1}{2}$ Na	43,64	33,85	16,83	5,68	$K_2Na_9Al_{11}Si_{12}O_{46}$
K : 5 Na	43,55	34,00	17,22	5,23	$K_2Na_{10}Al_{12}Si_{13}O_{50}$
K : $5\frac{1}{2}$ Na	43,46	34,14	17,55	4,85	$K_2Na_{11}Al_{13}Si_{14}O_{54}$
K : 6 Na	43,38	34,26	17,84	4,52	$K_2Na_{12}Al_{14}Si_{15}O_{58}$
Na	42,37	35,85	21,78	—	$Na_2Al_2Si_2O_8$

Die Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Analysen ist befriedigend und größer als die, welche frühere Forscher erhalten haben.

Am meisten verbreitet unter den gesteinsbildenden Nephelinen ist der Typus $1 : 4\frac{1}{2}$ (Mias, Mariupol, Låven, Katzenbuckel), in Amerika herrscht $1 : 5$, am Vesuv $1 : 5\frac{1}{2}$; seltener ist $1 : 4$ und zweifelhaft $1 : 3\frac{1}{2}$. Die Molekularprozente sind die folgenden:

$K : 4\ Na$ hat 75,12 % $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$
$K : 4\frac{1}{2}\ Na$ „ 77,26 „ $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$
$K : 5\ Na$ „ 79,05 „ $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$
$K : 5\frac{1}{2}\ Na$ „ 80,59 „ $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$.

Bei den basischen Nephelinen entspricht die Formel $K_4 Na_{18} Al_{22} Si_{23} O_{90}$ den Zahlen: 42,60 SiO_2, 34,47 $Al_2 O_3$, 17,14 $Na_2 O$, 5,79 $Na_2 O$, was mit den Analysen gut stimmt. Außer dem Nephelin vom Vesuv (Masseria di Focone) und von Mias gehört hierher vielleicht noch ein grönländischer Eläolith (Analyse von Lorenzen, $Na : K = 3\frac{1}{2} : 1$, aber 41,87 SiO_2) und der synthetische Nephelin von Friedel (Vater und Sohn) vergl. dies. Jahrb. 1891. I. -240-), wo $Na : K = 3,4 : 1$ und 41,91 SiO_2, entsprechend der Formel: $3\frac{1}{2} Na_2 Al_2 Si_2 O_8 . K_2 Al_2 Si_{21/2} O_9$. Die allgemeine Formel der basischen Nepheline wäre dann:

$$K_4 Na_n Al_{n+4} Si_{n+5} O_{4n+18}.$$

Die Seltenheit der basischen Nepheline führt zu der Annahme, daß sie sich unter besonderen Umständen, z. B. in Schlieren, gebildet haben.

Die Ergebnisse seiner wichtigen Untersuchungen faßt Verf. selbst folgendermaßen in Kürze zusammen: 1. Der Nephelin löst sich in $\frac{1}{4}$-normaler Salzsäure gänzlich auf, was uns die Möglichkeit einer genauen Trennung von fremden Einschlüssen und der richtigen Bestimmung der SiO_2 verschafft. 2. Die Alkalien sollen im Nephelin und in anderen löslichen Silikaten nach der Methode von L. Smith, welche die genaueste ist, bestimmt werden. 3. Das Kalium ist ein wesentlicher, konstitutioneller Bestandteil des Nephelins, ohne welchen diese Verbindung in der Natur nicht vorkommt. Calcium, Eisen und auch Magnesium haben einen vertretenden Charakter. Die Hydratisation des Nephelins scheint eine Erscheinung additiver Natur zu sein. 4. Es bestehen zwei Reihen von Nephelinen: eine normale und eine basische. Die normalen Nepheline sind Doppelverbindungen von Natriumalumodisilikat mit Kaliumalumotrisilikat. Die basischen Nepheline sind ebenfalls Doppelverbindungen, bei denen das Kaliumradikal um $\frac{1}{2}$ Molekül SiO_2 weniger enthält. 5. Die allgemeine chemische Zusammensetzung der normalen Nepheline läßt sich durch die Formel: $K_2 Na_n Al_{n+2} Si_{n+3} O_{4n+10}$, in welcher $n = 8, 9, 10$ oder 11 ist, ausdrücken. Der häufigste gesteinsbildende Nephelin scheint der zu sein, in dessen Formel $n = 9$ ist. 6. Die basischen Nepheline können wir genauer nur in einem Typus: $K_4 Na_{18} Al_{22} Si_{23} O_{90}$. Sein Kaliumradikal: $K_4 Al_4 Si_5 O_{18}$, kommt in der Natur in Form einer Komplexsäure ($H_4 Al_4 Si_5 O_{18} . 2 H_2 O$ — Anauxit) vor. **Max Bauer.**

Charles Palache: Occurrence of Olivine in the Serpentine of Chester and Middlefield, Mass. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 491—495. 1907.)

Serpentin kommt als linsenförmige, $1\frac{1}{2}$ Meilen lange und $\frac{1}{2}$ Meile breite Masse zwischen Middlefield und Chester vor. Er liefert die als „Hampshirit" bekannten Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin. Ein schmaler Gang von Olivin im Serpentin gab Material für eine chemische Analyse (SCHALLER): SiO_2 39,43, FeO 7,83, MgO 49,26, MnO 0,12, CaO —, F —, H_2O 2,69, CO_2 0,77; Summe 100,10. Das deutet auf ein Gemisch von Olivin mit 1,47 % Magnesit, 4,34 % Brucit, 10,35 % Serpentin. Zieht man diese Beimengungen ab, so bleiben: SiO_2 41,58, FeO 9,33, MgO 48,94, MnO 0,14; Summe 100,00. Verhältniszahlen $SiO_2 : (FeO + MgO + MnO) = 1 : 1{,}97$, entsprechend der Olivinformel; dabei ist Mg : Fe = 9 : 1.

F. Rinne.

F. Becke: Whewellit von Brüx. (Min. u. petr. Mitt. **26**. 1907. p. 391—402. Mit 5 Textfig.)

Die Whewellitdrusen sitzen auf Klüften einer großen Septarie aus dem Hangendletten des Braunkohlenlagers. Der Fundort liegt in der Nähe von Venustiefbau, wie der der früher beschriebenen Whewellitscheiben (vergl. dies. Jahrb. 1899. I. -421-, -422-). Der Whewellit bildet z. T. kristallinische Krusten, teils sind es einzelne aufgewachsene Kristalle, bis 1 cm lang, die sich leicht von der Unterlage lösen. Die Kristalle sind nach der b-Achse gestreckt, aber die Flächen gehören nicht der Zone der b-Achse an, sondern es sind dieser naheliegende Pyramidenflächen mit bisher unbekannten Symbolen, ziemlich ausgedehnt, aber durch Kombinationsriefung und Wölbung entstellt und nur schwer auf rationale Indizes zu beziehen. In der Regel tragen die Kristallenden eine Gruppe scharf entwickelter bekannter Flächen x, m und b. Nach der Art der Aufwachsung sind entweder die Flächen der rechten oder linken Kristallhälfte entwickelt. Die Kristalle sind meist schief aufgewachsen und auf dem freien Ende sind die krummen und gestreiften Flächen stärker entwickelt als am aufgewachsenen. Die Kristalle sind nach alledem von sehr unsymmetrischem Aussehen. Viele Kristalle tragen Fortwachsungen, an denen die krummen Flächen zugunsten der normalen ebenen zurücktreten. Manche sind Zwillinge nach e $(\bar{1}01)$; die Verwachsung ist teils parallel, teils senkrecht zu dieser Fläche und es entstehen so Durchwachsungszwillinge wie beim Sphen von Tawetsch. Die Tracht ändert sich mit der Zwillingsbildung nicht. Beobachtete Formen (die neuen mit * bezeichnet): c (001), b (010), e $(\bar{1}01)$, x (001), w* (016), r* (210), m (110), n* (230), u (120), f (112), j* (119), h* (1 . 1 . 10), t* $(\bar{1}03)$, q* $(\bar{3}19)$, p* $(\bar{2}16)$, o* $(\bar{3}16)$. Die zuletzt genannten 4 Formen sind mit krummen, gewölbten Flächen ausgebildet.

Bei den Messungen ergeben sich nicht geringe Unterschiede von den älteren von Brooke. Aus den Werten:

c e (001 . $\bar{1}$00) = 70° 30,5′; b x (010 . 011) = 37° 24′; [001] . [100] = 73° 0′

wurde daher ein neues Achsensystem berechnet, und zwar:

$$a : b : c = 0{,}8628 : 1 : 1{,}3677; \quad \beta = 107° 0'.$$

Hieraus berechnet: b m (010 . 110) = 50° 28½′ (gem. 50° 18′). Auch ein Kristall von Burgk stimmte damit gut überein, so daß das alte Miller-sche Achsensystem durch dieses neue ersetzt werden muß. Die sämtlichen mit dem Theodolithgoniometer gemessenen Winkel werden in einer Tabelle zusammengestellt und die einzelnen Formen speziell besprochen. b ist im Gegensatz zu den von früher her bekannten Whewellitkristallen stets klein und schmal, c wechselnd ausgebildet, e, sehr gut entwickelt, bildet mit j und h der Hinterseite scharfe, leicht schartig ausspringende und mit den gewölbten Flächen o p q t krumme Kanten. m ist an den Fortwachsungen von 3 abgeleiteten Prismenflächen begleitet, bei den großen Kristallen verschwindet m bisweilen zwischen dem Komplex krummer Flächen o p q t und den flachen Pyramiden j h. Diese treten formgebend auf und sind häufig am größten entwickelt, manchmal durch Riefen in der Zone [c f m] entstellt und auch etwas gekrümmt, manchmal, besonders h, auch ganz eben. Schwierig zu bestimmen waren die krummflächigen Formen t p q o, die sich zwischen die typischen, glattflächigen Formen c, e, x und m in wechselnder, oft bedeutender Ausdehnung einschieben. Sie sind entweder ganz glatt oder auch zuweilen etwas gerieft, aber nicht in einer bestimmten Zone, und geben sehr mannigfache Reflexbilder, die Reflexzüge im Goniometerfernrohr weichen einseitig um viele Grade von der nach dem kristallographischen Grundgesetz zu erwartenden Lage ab. Die Formen ähneln einigermaßen Vizinalflächen, die Formen mit einfachen Indizes vertreten; hier haben wir es dagegen mit solchen zu tun, die an Stelle von Flächen mit selbst ziemlich hochzifferigen Indizes treten. In diesem Sinne waren die Formen t ($\bar{1}$03), q ($\bar{3}$19), p ($\bar{2}$16) und o ($\bar{3}$16) durch krumme Vizinalflächen vertreten (vergl. das folgende Ref.).

Optische Untersuchung (von Gustav Riedl). Brechungskoeffizienten im Na-Licht mit dem Kristallrefraktometer an einer sehr glatten Fläche h und einer anderen nicht bestimmten.

$$\alpha = 1{,}4900; \quad \beta = 1{,}5552; \quad \gamma = 1{,}6497.$$

Doppelbrechung sehr stark, ähnlich wie bei Aragonit. Durch x wird eine optische Achse sichtbar, die in den von 001, 011 und 110 liegenden Kristallraum fällt. Aus der Achsenposition folgt $2V_\gamma = 84\frac{2}{3}°$, aus α, β und γ: $2V_\gamma = 83° 45'$. In der Nähe von c muß die + Mittellinie austreten, was auch durch Beobachtung bestätigt wurde. Auslöschungsschiefe auf (010) gegen Kante b x = −12° (ger.), −11,3° gem. $\varrho < v$ um die Mittellinie γ. Diese genaueren Bestimmungen geben die Resultate, die den an den Scheiben gewonnenen ziemlich nahestehen. G. = 2,230 (Schwebemethode). **Max Bauer.**

F. Becke: Bemerkungen über krumme Kristallflächen. (Min. u. petr. Mitt. 26. 1907. p. 403—412.)

Verf. betrachtet im Anschluß an die Beschreibung des Whewellit von Brüx (siehe das vorhergehende Ref.) die krummen Kristallflächen überhaupt, wobei aber ausgeschaltet werden die Fälle, wo die Krümmung nur Folge einer nicht vollkommen parallelen Lagerung der Kristallteile ist (hypoparallele Fortwachsungen, auch gesetzmäßige, sogen. Vizinalzwillinge), wie sattelförmige Rhomboeder, Eisenrosen, gedrehte Bergkristalle etc., also hypoparallele Krümmung und mechanisch verbogene Kristallflächen; ferner bei einheitlicher und homogener Bildung des betreffenden Kristalls krumme Prärosionsflächen, krumme Scheinflächen infolge von Kombinationsriefung zwischen typischen ebenen Kristallflächen. Von diesen sind aber nicht scharf zu trennen gewisse krumme Flächen, die beim Whewellit auftreten und die hier besonders betrachtet werden. Das unter der krummen Oberfläche liegende Individuum ist auch hier einheitlich und homogen; zwischen typischen ebenen Kristallflächen liegen solche, die glatt und stetig gekrümmt sind, manchmal mit Andeutung von Riefung, die aber keiner bestimmten Zone folgt, manchmal mit keiner Spur einer solchen. Derartige krumme Kristallflächen hat Verf. schon früher am Dolomit beobachtet (dies. Jahrb. 1889. II. -399-) und Notflächen genannt. Sie schließen sich hier z. T. an einfache Flächenpositionen an, z. T. erscheint eine Beziehung auf rationale Indizes kaum tunlich. Den Reflexen dieser Flächen kommt zuweilen eine Lage nahe einer theoretisch wahrscheinlichen Zone zu, in manchen Fällen ist dies aber auch nicht der Fall. Verf. führt die Erscheinung darauf zurück, daß das Auftreten dieser Flächen dem Zurückbleiben des Kristallwachstums in gewissen Kristallräumen zuzuschreiben sei, wogegen in benachbarten Kristallräumen das voraneilende Wachstum zur Ausbildung scharfer Kanten und Ecken zwischen typischen Kristallflächen führt. Früher schon hatte Scharff solche Flächen als Übergangsflächen bezeichnet. Denselben Namen gebrauchte später Goldschmidt, dessen zweikreisiges Goniometer ein besonderes bequemes Mittel zum Studium derartiger Flächen bietet; er erwähnte aber nicht die Bemühungen des Verf.'s auf diesem Gebiet (dies. Jahrb. 1897. II. -8-), während für das Tatsächliche zwischen beiden vollkommene Übereinstimmung herrscht, und gab auch eine abweichende Erklärung für die ganze Erscheinung. Dem gegenüber kommt nun Verf. auf seine frühere Benennung als Notflächen für derartige Abweichungen von der Ebenheit und auf die von ihm gegebene Erklärung, das Zurückbleiben im Wachstum, zurück, da hierfür gerade der Whewellit sich als sehr lehrreich erwiesen hat. Er berechnet die Zentraldistanz für die Kristalle von Burgk und Brüx und findet den wesentlichen Unterschied der beiden Typen darin, daß bei Brüx die Gruppe b m x' beträchtlich vergrößerte Zentraldistanz besitzt. Bei Burgk ist c relativ weiter hinausgeschoben, vielleicht infolge von Zwillingsbildung, während e nahezu bei beiden gleich ist. Die Folge des starken Wachstums in der Richtung der b-Achse ist das Zurückbleiben in dem Kristallraum zwischen der Zone [010] und jener Gruppe rasch wachsender Flächen b m x, und eben

zur Ausbildung der schlecht entwickelten Flächen o, p, q, t, j und h führte. Denkt man sich an den Brüxer Whewellitkristallen den Komplex der Übergangsflächen durch Kristallmasse ersetzt bis zum Durchschnitt der typischen Flächen c e m x, so sieht man, welche Materialersparnis durch die Übergangsflächen herbeigeführt würde. Verf. hat dann noch die krummen Flächen beim Aragonit der alpinen Erzlagerstätten (Leogang, Werfen, Hüttenberg etc.), des Schwerspats von Cumberland, Pribram etc., manchen Kalkspat des Eisenglanzes und des Diamants, sowie des Phosgenits und Raspits betrachtet und nachgewiesen, daß seine Anschauungen überall Bestätigung finden können. Denkt man sich in diesen Fällen die typischen Kristallflächen bis zum Durchschnitt entwickelt, so entstehen Kanten und Ecken mit merklich größerer Zentraldistanz, als den faktisch ausgebildeten „Übergangsflächen" zukommt. In zahlreichen Fällen scheint folgendes Verhalten für das Auftreten der krummen Übergangsflächen charakteristisch zu sein: Sie treten auf zwischen zwei Gruppen typischer Kristallflächen, von denen eine durch beschleunigtes, eine andere durch verzögertes Wachstum ausgezeichnet ist. Die Normalen der Übergangsflächen liegen dann näher den Normalen der verzögerten Flächen und schließen sich diesen letzteren an. Beim Diamant entstehen die Übergangsflächen durch voraneilendes Wachstum der typischen Oktaederflächen. Unter Umständen kann das Zurückbleiben des Wachstums auch zur Ausbildung ebener abgeleiteter Kristallflächen führen, wie das z. B. das Auftreten der Trapezoederflächen am Quarz zeigt. **Max Bauer.**

Waldemar T. Schaller: Mineralogical notes. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 152—158. 1907. Auch Zeitschr. f. Krist. **44**. p. 1—8. 1907.)

Purpurit von zwei neuen Fundstellen. Verf. erhielt Purpurit von Hill City, Süd-Dakota, als Überzug auf den Spaltflächen von schwarzem Eisenmanganphosphat. Gelegentlich wurden unter dem Mikroskop Andeutungen von Kristallflächen beobachtet. Anscheinende Spaltblättchen mit einer weiteren Spaltbarkeit nach der Längsrichtung löschten parallel und senkrecht zu den Spaltrissen aus. Pleochroismus: Schwingungen parallel zur Spaltbarkeit rosenrot, senkrecht dazu purpurblau. Spez. Gew. 3,4. Analyse: P_2O_5 43,45, Fe_2O_3 38,36, Mn_2O_3 12,08, CaO 1,37, H_2O 4,82, Unlösliches 0,19, MgO, Na_2O, Li_2O in Spuren; Summe 100,27. Formel entsprechend früheren Feststellungen $(Fe, Mn)_2O_3 . P_2O_5 . H_2O$. Eine andere Probe stammt von der bekannten Mineralfundstätte Branchville in Connecticut. Analyse: Fe_2O_3 27, Mn_2O_3 23, P_2O_5 (44), H_2O 6; Summe 100.

Die Purpurite sind mithin isomorphe Mischungen von $Fe_2O_3 . P_2O_5 . H_2O$ und $Mn_2O_3 . P_2O_5 . H_2O$. Im früher beschriebenen Süd-Carolina-Vorkommen überwiegt Mangan, bei der Probe aus Süd-Dakota das Eisen, bei der aus Connecticut sind die Komponenten in etwa gleicher Menge vorhanden.

Manganotantalit von Mt. Apatite, Maine, wo er mit Lepidolith, Albit u. a. in Pegmatit vorkommt. Die Kristalle sind meist nur einige Millimeter lang und gewöhnlich tafelig nach $\infty P\bar{\infty}$ (100). Spez. Gew. 7,14. Analyse: $Ta_2O_5 + Nb_2O_5$ 85,35, FeO 0,16, MnO (Differenz) 14,49. Der Eisengehalt ist also gering.

Formen: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\breve{\infty}$ (010), c = 0P (001), m = ∞P (110), g = $\infty P\breve{3}$ (130), j = $\infty P\frac{3}{2}$ (320) (neu), z = $\infty P\frac{5}{3}$ (530), d = $\infty P\frac{7}{3}$ (730), k = $\frac{1}{3}P\bar{\infty}$ (103), u = $P\breve{3}$ (133), n = $2P\breve{6}$ (163). Die meisten Flächen sind matt.

Evansit von zwei amerikanischen Fundstätten. Eine Probe, die von Goldburg, Idaho, stammen soll, ist massig, spröde, mit muscheligem Bruch und einer Härte von ca. 3. Farblos, auch gelb, weiß, dunkelrot, braun. Die braunen Arten ähneln recht sehr entsprechend gefärbtem Opal. Eine solche Probe ergab: H_2O 36,94, P_2O_5 19,14, Fe_2O_3 5,49, Al_2O_3 34,48, CaO 4,32, MgO Spur, FeO; Summe 100,37. Wasserverlust bei 107° 20,00, 175° 7,36, 255° 3,13, 290° 0,94, bei schwacher Rotglut 3,90, vor dem Gebläse 1,61; Summe 36,94. Farbe, Eisengehalt und spez. Gew. wurden in folgender Beziehung zueinander gefunden:

Farbe des Minerals	Gehalt an Fe_2O_3	Spez. Gew. (mittel)	Grenzen
dunkelrot	6,60 %	2,00	1,990—2,016
braun	5,49 %	1,98	1,972—1,990
gelb	2,15 %	1,94	1,927—1,947

Ein eisenfreier Evansit würde demnach ein Gewicht von 1,88—1,91 haben. Für eine farblose durchsichtige Varietät gab Forbes 1,822 an.

Eine zweite Probe stammt von einer Fundstelle westlich Columbiana, Alabama. Hier ist das Mineral mit Kohle vergesellschaftet. Lichtgelb mit Harzglanz, in kleinen Stücken durchsichtig. Sehr spröde. Al_2O_3 38,33, CaO 1,03, MgO 0,75, Glühverlust 38,19, P_2O_5 21,70 (Differenz).

Turmalin von Elba. Es wurde zum Vergleich mit den San Diego-Turmalinen die blaßrote Varietät von Elba sorgfältigst chemisch untersucht. Spez. Gew. 3,04—3,05. Analyse: SiO_2 37,89, B_2O_3 10,28, Al_2O_3 43,85, Ti_2O_3 0,04, FeO 0,11, MnO 0,11, CaO 0,07, Na_2O 2,43, Li_2O 1,66, H_2O 3,47, F 0,10, MgO, K_2O; Summe 100,01. Weniger O = F 0,04. Summe 99,97.

Die Verhältniszahlen sind: SiO_2 0,632, B_2O_3 0,147, Al_2O_3 2,580, Ti_2O_3 0,002, FeO 0,003, MnO 0,003, CaO 0,003, Na_2O 0,079, Li_2O 0,111, H_2O 0,386, F 0,005. Daraus folgt SiO_2 : B_2O_3 : gesamt H (Äquivalent zu den Metallen) = 4,00 : 0,93 : 20,08. Es stimmt das mit den Penfield'schen Werten 4 : 1 : 20 gut überein.

Zinnwaldit von Alaska. Im York-Bezirk wurde das Mineral in der charakteristischen Vergesellschaftung mit Zinnstein und Topas gefunden. Analyse:

		Verhältniszahlen:	
SiO_2	46,80	0,775	775
Al_2O_3	24,50	0,240	243
Fe_2O_3	0,50	0,003	
FeO	6,35	0,088	111
MnO	1,38	0,019	
CaO	0,24	0,004	
Na_2O	1,73	0,033	131
K_2O	9,20	0,098	
Li_2O	3,73	0,124	124
H_2O	0,88	0,098	552
F	8,63	0,454	
	103,94		
Ab O = F	3,63		
	100,31		

Rechnet man Na_2O zu K_2O, und nimmt man die geringe Wassermenge als Hydroxyl zum Fluor, so ergibt sich die empirische Formel: $Si_{775}\,Al_{486}\,Fe_{111}\,K_{262}\,Li_{248}\,F_{552}\,O_{2369}$. Das Verhältnis O : Si ist = 3,06 : 1. Man kann also die Metasilikatformel schreiben. $(SiO_3)_{775}\,(AlF_2)_{276}\,K_{262}\,Li_{248}\,Fe_{111}\,(AlO)_{44}\,Al_{166}$ oder $(SiO_3)_{12}\,(AlF_2)_{4,27}\,K_{4,06}\,Li_{3,84}\,Fe_{1,72}\,(AlO)_{0,68}\,Al_{2,57}$.

F. Rinne.

Charles Palache: Mineralogical notes. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 249—258. 1907. Auch Zeitschr. f. Krist. **44**. p. 14—22. 1907.)

Zoisitkristalle von Chester, Mass., kommen vor in einem Gestein, das aus wirr gelagerten Nadeln und Prismen von Tremolit und aus farblosem bis rötlichem Diopsid in kurzen Säulen besteht. Gelegentlich sind diese Mineralien durch körnigen Kalkspat verkittet. Es handelt sich also wohl um einen metamorphen Kalkstein. Zoisit, Tremolit und Diopsid erstrecken sich in frühere, jetzt teils von Quarz, teils von grobkörnigem Kalkspat erfüllte Hohlräume. Spärlich kommt im Gestein Graphit vor. Die Zoisitkristalle sind bis 3 cm lang und bis 1,5 cm breit, nach der Längsrichtung gestreift. Ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel dem seitlichen Pinakoid. Weiß, stellenweise durchsichtig, meist aber opak zufolge vieler Risse.

In der Prismenzone herrschen vor m (110) und b (010), am Ende, das aber nicht oft gut entwickelt ist, o (111), v (121), p (131) und das in der Zone der Pyramiden liegende d (101). Kennzeichnend sind Gruppen sehr steiler, oft krummer Flächen an den Kanten zwischen Brachypinakoid und den terminalen Formen. a : b : c = 0,6191 : 1 : 0,3429. An neuen Gestalten wurden beobachtet: g (510), h (410), i (950), j (540), y (221), A (212), B (141).

Phenakit als Umänderungsprodukt des Danalith von Gloucester, Mass. Halbwegs zwischen Gloucester und Rockport, Mass., fand sich in einem Granitsteinbruch reichlich Danalith in Körnern und

größeren, bis 8 cm haltenden Massen. Als Umänderungserzeugnisse wurden vergesellschaftet mit dem Danalith gefunden: Phenakit, Zinkblende, Pyrit, manganhaltiger Eisenspat, Eisenglanz, Quarz, Chlorit, Albit und Kaolin. Während der Chlorit voraussichtlich vom Biotit stammt und Albit sowie Kaolin vom Feldspat des Granits herrühren, ist das Beryllium des Phenakit von dem Be-Gehalt des Danalith (wie bekannt eines schwefelhaltigen Silikats von Be, Fe, Mn, Zn) abzuleiten und die Zusammensetzung der übrigen erwähnten Minerale ebenfalls im Einklang mit der Entstehung aus Danalith.

Die Phenakite bilden gelblichweiße, kurz prismatische oder linsenförmige bis 5 mm große Kristalle. Formen: m $(10\bar{1}0)$, a $(11\bar{2}0)$, r $(10\bar{1}1)$, z $(01\bar{1}1)$, p $(11\bar{2}3)$, o $(42\bar{2}3)$, x $(\bar{1}3\bar{2}2)$. Gewöhnlich ist zufolge seitlicher Anheftung die Ausbildung der Kristalle an beiden Enden der c-Achse zu beobachten. r und x herrschen vor, p ist verrundet oder unregelmäßig geknickt. Der Eisenspat des Hohlraums ist durchscheinend, blaßbraun bis rötlich auf dem Bruch. Man kann zwei Generationen unterscheiden: ältere größere, dunklere, und jüngere kleinere, hellere Kristalle. An letzteren zeigte sich s $(05\bar{5}1)$ stark entwickelt, ferner c (0001), r $(10\bar{1}1)$, v $(21\bar{3}1)$. Rhomboeder-Kantenwinkel genau 103°. Von den übrigen bei der Paragenese erwähnten Mineralen bietet nur noch der Quarz Bemerkenswertes durch charakteristische Formen. An zwei Kristallen wurde gefunden: m $(10\bar{1}1)$, r $(10\bar{1}1)$, z $(01\bar{1}1)$, i $(50\bar{5}3)$, $(70\bar{7}3)$, $(23 . 0 . \bar{2}\bar{3} . 7)$, $(15 . 0 . \bar{1}\bar{5} . 4)$, $\Gamma(40\bar{4}1)$, $\zeta(60\bar{6}1)$, $(70\bar{7}1)$, T $(10 . 0 . \bar{1}\bar{0} . 1)$, s $(11\bar{2}1)$, $\xi(11\bar{2}2)$, ξ_1 $(21\bar{1}2)$, t $(32\bar{5}3)$, ϱ $(15\bar{6}1)$, $(23\bar{5}2)$.

Chalmersit. Verf. konnte fünf Kristalle der Originalfundstelle (Morro Velho-Grube, Brasilien) messen. Im Gegensatz zu den Hussak-schen Kristallen erwiesen sie sich als nicht verzwillingt. Es sind schlanke, bis 2 mm lange, 0,5 mm dicke, oft an beiden Enden kristallographisch entwickelte Säulen. Mittels guter Messungen wurden an Gestalten festgestellt: c (001), b (010), a (100), m (110), l (130), f (012), g (011), d (021), y (103), p (111), o (236), r (233), s (263), t (136), n (1 . 9 . 12). In der Prismenzone herrschen b und l, an den Enden p und g.

Verf. beschreibt die gemessenen Kristalle und gibt eine Winkeltabelle. a : b : c = 0,5725 : 1 : 0,9637 in guter Übereinstimmung mit den Hussak'schen Werten a : b : c = 0,5734 : 1 : 0,9649. **F. Rinne.**

Mineralvorkommen.

Lucien Dürr: Die Mineralien der Markircher Erzgänge. (Mitteil. der geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 6. 1907. p. 183—247. Mit 1 Karte.)

Die seit dem frühen Mittelalter, namentlich seit 1527 und bis jetzt mit Unterbrechungen ausgebeuteten Kupfer- und Bleierzgänge von Markirch setzen im Gneis von Markirch auf. Es sind zwei deutlich verschiedene

Gruppen. Die eine, in dem an das Bresouard-Massiv sich anlehnenden Teil des Gneisgebiets, Streichen 1—4h. Einfallen fast senkrecht, Haupterz: silberhaltiger Bleiglanz, Gangart: Kalk- und Braunspat, Quarz fehlt fast ganz (Bleierzgänge). Die andere, die Rauentaler und Leberauer Gänge, Streichen vorwiegend 6—8h, Einfallen 50—80° nach Süden, Haupterz: Fahlerz, Gangart: quarzitisch und eisenarm (Kupfererzgänge). Außerdem einige Gänge, die die sonst sehr spärliche Zinkblende als Haupterz führen.

Die vorkommenden Mineralien sind die folgenden:

Taube Gangmineralien, und zwar: Quarz, steter Begleiter der wertvolleren Erze (Fahlerz, Kupferkies). Drei Generationen. 1. Generation: erste Mineralbildung der Gänge überhaupt, gleichzeitig mit Fahlerz und Kupferkies, bildet deutliche farblose, oft zonar gebaute, auch angeätzte Kristalle, die vielfach zu radialstrahligen Aggregaten (Sternquarz) zusammentreten. 2. Generation: einzelne zerstreute Kriställchen; zwischen 1 und 2 Bildung von Flußspat und Schwerspat. 3. Generation: bildet wie die erste zusammenhängende Lagen von $\frac{1}{2}$—10 cm Dicke, mit denselben Begleitern, die Beschaffenheit ist aber mehr derb und zuckerkörnig, durchsetzt von zahlreichen Ebenen, die als Abdrückflächen von dünntafeligen Kristallen von Kalkspat und Schwerspat aufzufassen sind, auch vielfach Pseudomorphosen nach Kalkspat I und, wie die zweite Generation, nach Schwerspattafeln, die zuweilen von Quarzkriställchen einer vierten Generation überwachsen sind. Am Schluß der Quarzbildung setzt die von Arsen und Dolomit ein. — Schwerspat, wenig wichtig; meist derb, weiß, selten Kristalle. An gelblichen Kriställchen auf Bleiglanz: $0P\,.\,\frac{1}{2}P\bar{\infty}\,.\,P\bar{\infty}\,.\,\infty P\breve{\infty}$ und $P\breve{\infty}$. Häufiger gelbrote bis farblose dünntafelige Kristalle auf Kupfererzgängen: $0P\,.\,\infty P\,.\,\frac{1}{4}P\bar{\infty}\,.\,\frac{1}{2}P\bar{\infty}\,.\,P\bar{\infty}$, zuweilen fächerförmig gruppiert. — Flußspat ist die seltenste Gangart; farblose bis hellgrüne Würfel, auch $70\frac{7}{3}$ neben $\infty O\infty$ und Würfel mit zugeschärften Kanten. — Rhomboedrische Carbonate; häufigste, auf Bleierzgängen überwiegende Gangart. Kalkspat (vergl. Stöber, dies. Jahrb. 1894. I. -20-), zwei Generationen in den Kupferzgängen, in Bleierzgängen zwei, wahrscheinlich gleichalterige Typen. Die 1. Generation der Kupfererzgänge und der eine Typus der Bleierzgänge sind skalenoedrisch, die Skalenoeder, R3, zuweilen zu zapfenförmigen oder anderen Aggregaten vereinigt, auch wird das Skalenoeder zuweilen an der Oberfläche in zahlreiche kleine Kristalle $-\frac{1}{2}R$ mit einem spitzen Rhomboeder, etwa 16R aufgelöst. Die Kristalle der Kupfererzgänge sitzen auf Quarz I und werden von Quarz III bedeckt und der Kalkspat ist nicht selten in Dolomit mit wechselndem Mg- und Fe-Gehalt umgewandelt; der zweite Typus der Bleierzgänge ist ganz gleich der 2. Generation der Kupfererzgänge. Beide sind rhomboedrisch und entsprechen den Harzer sogen. „Schuhzwecken". Die Begrenzung wird in der Hauptsache von $-\frac{1}{2}R$ gebildet, wozu zuweilen noch 0R, ∞R und 16R tritt. Dolomit, meist derb, Zwillinge nach 0R, seltene Kristalle R, auch $-\frac{1}{2}R$, $R/R = 106°\,17'$ im Mittel, charakteristisch perlmutterglänzend. Hat nach der 3. Quarzgeneration

Kalkspat verdrängt und bildet Pseudomorphosen. Die Zusammensetzung ist verschieden; zwei Analysen haben ergeben: 74,80 (57,33) $CaCO_3$, 21,61 (37,00) $MgCO_3$, 3,68 (5,01) $FeCO_3$; Sa. 100,09 (99,34). Perlspat, bildet stark getrümmte, perlmutterglänzende Rhomboeder. R/R = 106° 20'. Direkt nach Quarz II, vor Kalkspat II. Die Zusammensetzung ist die eines eisenreichen Dolomits: 60,50 $CaCO_3$, 30,88 $MgCO_3$, 5,94 $FeCO_3$, 1,94 $MnCO_3$; Sa. 99,26. G. = 2,75. Braunspat, nach Quarz III und vor Perlspat. Brauner stalaktitischer Überzug auf Quarz und Dolomit: 4,12 $CaCO_3$, 5,24 $MgCO_3$, 77,44 $FeCO_3$, 12,95 $MnCO_3$; Sa. 99,75. G. = 3,55. Eisenspat, selten, wohl nur in Quarzgängen auf Bleiglanz und Gneis, z. T. durch Zersetzung schwarz. Aragonit (vergl. Stöber, dies. Jahrb. 1896. I. -18-), besonders häufig im eisernen Hut der Bleierzgänge, als jüngste Bildung auf Bleiglanz, Brauneisen und Kalkspat; kleine unregelmäßige und unbestimmbare Kriställchen, auch faserige Krusten (Eisenblüte). Feine Nädelchen auf Kalkspatkristallen sind wohl durch deren Korrosion gebildet.

Kupfererze. Fahlerz, eines der wichtigsten Kupfer- und Silbererze, bildet flächenreiche Kristalle von tetraedrischem Habitus, vielfach unregelmäßig miteinander verwachsen, aber keine Zwillinge, silberweiß bis eisenschwarz, stets mit Quarz, Dolomit und Perlspat. $+\frac{O}{2}$ meist herrschend und nach den Tetraederkanten gestreift, $-\frac{O}{2}$ klein und glatt. Zwei Generationen, die mit Quarz I und III derb und in Kristallen auftreten. 1. Generation. Größte Kristalle mit bis 2 cm langen Kanten, eisenschwarz, nicht ganz frisch. G. = 4,61. Begrenzung: $\pm\frac{202}{2}$ (211) meist herrschend, $\pm\frac{O}{2}$ (111), ∞O (110), $\infty O\infty$ (100), $\infty O3$ (310). $\infty O2$ (210) konnte nicht sicher nachgewiesen werden. Kombinationen: 1. $\frac{202}{2}$; 2. $\frac{202}{2}.\infty O$; 3. $\frac{202}{2}.\infty O.+\frac{O}{2}$; 4. $\frac{202}{2}.\infty O.+\frac{O}{2}.-\frac{O}{2}$; 5. $\frac{202}{2}.\infty O.+\frac{O}{2}.-\frac{O}{2}.-\frac{202}{2}.\infty O3$. Begleiter: Gleichzeitig Quarz I und Kupferkies I, jüngerer Bleiglanz, Dolomit, Perlspat, Kalkspat II und Schwerspat. Die Analyse ergab: 42,13 Cu, 3,48 Fe, 4,40 Zn, 9,74 As, 12,44 Sb, 27,00 S; Sa. 99,19, entsprechend der Formel: $4Cu_2S.Sb_2S_3 + Cu_2S.FeS.ZnS.As_2S_3$. 2. Generation. Lichtstahlgrau bis silberweiß. G. = 4,57. Formen: $+\frac{O}{2}$ (111). $\pm$ 202 (211), ∞O (110), $\infty O\infty$ (100), $\infty O3$ (310). Kombinationen: 1. $+\frac{O}{2}$; 2. $+\frac{O}{2}.+\frac{202}{2}$; 3. $+\frac{O}{2}.+\frac{202}{2}.\infty O.\infty O\infty$; 4. $+\frac{O}{2}.+\frac{202}{2}.\infty O\infty.-\frac{202}{2}.\infty O3$. Vorherrschend $+\frac{O}{2}$, bei größeren Kristallen oft mit Vizinalflächen. Begleiter: Gleichzeitig Quarz III, älter Kalkspat I, jünger Arsenkies, Arsen, Proustit und Perlspat. — Kupfer-

kies. Größere Massen selten; feiner Überzug auf Fahlerz und winzige Kriställchen auf Dolomit, Kalkspat etc. Ältere Generation, große Kristalle, bis 3 cm Kantenlänge, und mit Quarz I verwachsen; die anderen kleiner, bis 4 mm groß, auf Quarz, Perlspat und Dolomit aufgewachsen. Beobachtete Formen: $\pm\frac{P}{2}$ (111), 0P (001), 2P∞ (201), $\frac{\frac{1}{m}P}{2}$ (hhl), $\frac{2}{3}$P∞ (302). Einfache Kristalle und unsymmetrische Zwillinge nach P. Die Verwachsung mit Fahlerz in Form einer dünnen Haut wie bei Clausthal und in Cornwall ist eine regelmäßige mit parallelen Achsen. — Kupferglanz, selten. — Als Zersetzungsprodukte des arsenreichen Fahlerzes finden sich Erinit, Tirolit (Kupferschaum) und Strahlerz; ferner Kupferlasur, z. T. deutliche Kriställchen, und Malachit, besonders auch Kupferkies, Chrysokoll und Kupfervitriol.

Silbererze. Gediegen Silber findet sich in den bekannten nachahmenden Gestalten meist mit Zersetzungsprodukten sporadisch, ohne an eine bestimmte Gangart gebunden zu sein und ist so selbst ein Zersetzungsprodukt silberhaltiger Erze. Die großen Massen von ungeheurem Wert, wegen denen Markirch früher berühmt war, denkt sich Verf. als direkten Absatz aus Lösungen. — Rotgiltigerze. Eines der bekanntesten Vorkommen für diese Mineralien und hier zeitenweise sehr häufig. Es finden sich Proustit, Pyrargyrit und Xanthokon. Proustit ist das häufigste und eines der jüngsten Mineralien der Gänge. Zwei Generationen, die ältere von der Zeit der Umwandlung des Kalkspats I in Dolomit, von diesem bedeckte oder in Arsen eingewachsene kleine Kristalle. Jüngere Generation nach Perlspat, skalenoedrisch und nadelig. Beschrieben schon von Miers (dies. Jahrb. 1895. I. -11-) und Lacroix (Min. de la France. 2. 1897. p. 711); Verf. fügt dem noch fünf Kristalle mit folgenden Kombinationen bei: 1. R3 . R . — $2R\frac{3}{2}$; 2. ∞P2 . — $\frac{1}{2}$R; 3. R3 . $R\frac{1.6}{3}$. — 2R; 4. ∞R . ∞P2 , $\infty P\frac{5}{3}$. $\infty P\frac{6}{5}$. $\infty P\frac{7}{5}$. $\infty P\frac{5}{4}$. $\infty P\frac{8}{7}$. $\infty P\frac{3}{2}$. $\infty P\frac{7}{4}$. $\infty P\frac{9}{5}$. R3 . — $\frac{1}{2}$R; 5. ∞R . ∞P2 . $\frac{1}{4}$R . — $\frac{1}{2}$R. Die Kristalle werden eingehend beschrieben. Im ganzen sind am Proustit von Markirch jetzt folgende Formen bekannt:

0R (0001); $\frac{1}{4}$R ($10\bar{1}4$); — $\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$); R ($10\bar{1}1$); — 2R ($02\bar{2}1$);
R3 ($21\bar{3}1$); — $R\frac{7}{3}$ ($25\bar{7}3$); $R\frac{1.6}{3}$ (19 . 13 . $\bar{3}\bar{2}$. 6);
$\frac{5}{2}R\frac{1.1}{5}$ (8 . 3 . $\bar{1}\bar{1}$. 2); — $2R\frac{3}{2}$ ($15\bar{6}2$); $\frac{1}{4}$R3 ($21\bar{3}4$); $\frac{2}{3}$P2 ($11\bar{2}3$);
∞P2 ($11\bar{2}0$); ∞R ($10\bar{1}0$); $\infty P\frac{5}{4}$ ($41\bar{5}0$); $\infty P\frac{6}{5}$ ($51\bar{6}0$);
$\infty P\frac{7}{5}$ ($52\bar{7}0$); $\infty P\frac{3}{2}$ ($21\bar{3}0$); $\infty P\frac{5}{3}$ ($32\bar{5}0$); $\infty P\frac{7}{4}$ ($43\bar{7}0$); $\infty P\frac{9}{5}$ ($54\bar{9}0$).

Pyrargyrit. Paragenesis etwa wie bei Proustit. Drei Stufen mit nicht meßbaren Kristallen auf Perlspat. Begleiter: prismatische Kalkspatkristalle auf ged. Silber und Bleiglanz. — Xanthokon ist das seltenste der Rotgiltigerze. Stark glänzende, orangegelbe Kristalle auf Dolomit (vergl. Miers). — Antimonsilber. Selten in Kristallen ∞P . $\infty P\breve{\infty}$. 0P. — Silberglanz, früher häufig und in Massen. Beschrieben von Lévy, Lacroix und Carrière. — Chlorsilber, früher vielleicht auch in größerer Menge.

Arsenerze. Arsen. Markirch ist einer der reichsten Fundorte für ged. Arsen, das zuweilen Lagen von 20—30 cm Dicke bildet, aber nur in den Kupfererzgängen und nur in einer Generation vom Alter des Dolomits. Er ist entweder von massiger Struktur, grob bis feinkörnig, oder schalig (Scherbenkobalt), die mehr oder weniger dünnen Schalen zuweilen mit Arsenkristallen besetzt, oder er ist endlich stengelig, so daß feinkörniges Arsen schriftgranitartig von Kalkspatstengeln durchsetzt ist. Diese Art des Vorkommens ist auf Markirch beschränkt. Neben dem reinen Arsen auch noch vielfach Verwachsungen mit Fahlerz, Rotgiltigerz, Pyrit, Arsenkies, Quarz, Aragonit, Silber, Speiskobalt, Rammelsbergit und auch mit Bleiglanz. — Arsenolamprit wird von Breithaupt erwähnt. — Arsenblüte, weiße, pulverige Überzüge. — Realgar spärlich. — Pharmakolith, radialstrahlig gruppierte Kristallnadeln, oder, jünger, kleine runde Polster; schneeweiß, selten rosa; beide Varietäten ziemlich häufig. Aus der Analyse von Jannettaz (dies. Jahrb. 1889. II. -409-) leitet Verf. die von der gewöhnlichen etwas abweichende Formel: $2CaO . As_2O_5 . 6H_2O$ oder $HCaAsO_4 . 2\frac{1}{2}H_2O$ ab.

Kobalterze. Speiskobalt. Nur in zwei Gängen, aber in ziemlicher Menge; Kristalle $\infty O\infty . O$, bis über 1 cm groß, auch knollenförmige, faserige Aggregate (Spatiopyrit?). Die Analyse von Carrière gibt: As : Metall = 1,4 : 1, also große Abweichung von der Formel $CoAs_2$. Begleiter: gleichzeitig Quarz I, Fahlerz I, Dolomit, außerdem Silber, Blende und Rammelsbergit. — Kobaltglanz, zweifelhaft. — Kobaltblüte. Anflug auf Speiskobalt.

Nickelerze. Chloanthit. Durch grünen Beschlag vom Speiskobalt unterschieden. Von Vollhardt analysiert, die Analysen führten bald auf die Formel $NiAs_{1,9}$, bald auf solche $NiAs_3$. Nach den Ätzversuchen von Baumhauer sind die Kristalle, $\infty O\infty . O$, sehr homogen; findet sich nur auf einer Grube. — Weißnickelkies (Rammelsbergit), 1 cm große, fein radialfaserige Kugeln, silberweiß, mit einer schwarzen Arsenhaut, auch dendritisch in Arsen eingewachsen, begleitet von Arsenkies. Die Analyse ergab: 66,84 As, 19,48 Fe, 11,09 Ni, 1,72 Co, 0,56 S; Sa. 99,69, entsprechend der Formel: $Fe_{11}Ni_6CoAs_{31} = R_{18}As_{31}$. Für die Formel RAs_2 ist 18,01 % As zu wenig vorhanden, es sind also wohl As-ärmere Mineralien beigemengt. Der Eisengehalt ist sehr hoch, aber für Löllingit zu viel Ni und Co. G. = 7,51. H. = 5. — Rotnickelkies spärlich; G. = 7,60. — Nickelblüte wie Kobaltblüte als Beschlag, aber der viel größeren Seltenheit der Nickelerze entsprechend, spärlich.

Zinkerze. Zinkblende. Im ganzen selten. Derb, meist durch Blende verkittete Gneisbrocken, mit Kalk- und Perlspat und zuweilen etwas Quarz; nie von Bleiglanz begleitet. Kristalle, zuweilen auf Fahlerz aufgewachsen, honigbraun glänzend, bis 1 cm groß. Auf dem Fürstenstollen herrscht ∞O mit $+\frac{O}{2}$ und $-\frac{303}{2}$. Die meisten sind unsymmetrische Zwillinge, vielfach polysynthetische Gruppen von Lamellen nach O. Beobachtet wurde ein oktaedrischer Kristall $+\frac{O}{2} . -\frac{O}{2}$ im Gleichgewicht,

einen unsymmetrischen Spinellzwilling bildend, an dem sich in der Zwillingsgrenze $+\frac{O}{2}$- und $-\frac{O}{2}$-Flächen gegenüber liegen. An anderen oktaedrischen Kristallen noch kleine Flächen von ∞O und $\infty O\infty$ mit Zwillingslamellen nach O. — Kieselzinkerz, selten in nadelförmigen Kristallen.

Bleierze. Bleiglanz. Neben Fahlerz und Kupferkies das wichtigste und wegen des Silbergehalts wertvollste Erz. Liegt wie Zinkblende und ohne Zwischenlage direkt auf dem Salband oder verkittet Bruchstücke des Nebengesteins. Kristalle, vielfach verzerrt, bis 2 cm groß, einfach, $\infty O\infty$ mit O, selten noch ein Pyramidenoktaeder. Vielfach von Brauneisen überkrustet und von Aragonitnadeln begleitet. Silbergehalt schwankend von 0,1 bis fast 1 %. Begleiter: außer den genannten häufig Kalkspat, auch zuweilen etwas Blende und Quarz III, in den Bleiglanz eingewachsen. — Weißbleierz selten.

Andere Mineralien. Schwefelkies. Nur in kleineren Partien in verschiedenen Generationen, eingesprengt in Quarz und Dolomit in radialstrahligen Aggregaten, bis 2 cm groß, mit Kristallflächen an den Enden. Bis 1 cm große Kristalle auf Perlspat, meist $\infty O\infty$ und O, zuweilen im Gleichgewicht, seltener $\frac{\infty O3}{2}$ und $\frac{\infty O2}{2}$. Kleine Würfel auf Kupferkies. — Markasit, selten, kleine Kriställchen auf Braunspat, kammkiesähnliche Aggregate bildend, auch mit Bleiglanz verwachsen, z. T. in Limonit umgewandelt. — Arsenkies. Sehr verbreitet, mit vielen Mineralien zusammen, häufig in winzigen Kriställchen in die aus Gneisbruchstücken bestehende Gangart der Kupfererzgänge eingewachsen. In größerer Menge lagenweise mit Arsen und Dolomit. Ein Co-haltiger Arsenkies begleitet den Rammelsbergit. — Brauneisenerz. Ist in ziemlicher Menge vorhanden als Zersetzungsprodukt der eisenhaltigen Mineralien und in Pseudomorphosen nach Pyrit, Markasit und Braunspat das typische Mineral des eisernen Hutes, auch als Überrindung von Bleiglanz, braunschwarze Knollen, seltener brauner Glaskopf. — Manganspat. Rosagefärbte derbe Masse, wahrscheinlich durch Mangan gefärbter Braunspat. — Wad. Erdiges Zersetzungsprodukt und verästelte Konkretionen. — Gips. Selten in kleinen Kriställchen. — Graphit. Im Salband auf Bleierzgruben.

Als zweifelhaft werden noch erwähnt: Ged. Kupfer, Wismut in Verbindung mit Fahlerz, Buntkupfererz, Pyromorphit und Kobaltin.

Die **Paragenesis** läßt sich für alle Gänge mit Bestimmtheit angeben.

A. Kupferzgänge. Erster Absatz: Quarz I, der in Begleitung von Fahlerz I, Kupferkies I und Speiskobalt die wichtigste Ablagerung bildet. Hierauf spärliche Schwer- und Flußspatbildung, von einer minimalen Lage von Quarz (II) überdeckt. Darauf folgt Blende, die den ersten Akt der Gangausfüllung bildet. Hierauf kommt eine ziemlich mächtige erzfreie Ablagerung von Kalkspat. Als Wiederholung von Quarz I kommt

dann, offenbar unter ungünstigeren Umständen, der nicht in Kristallen ausgebildete, sondern zuckerkörnige und mürbe Quarz III, sodann Arsen mit zahlreichen Arseniden und Sulfarseniden, daneben auch etwas Quarz. Die den Arsenabsatz begleitende Mg-haltige Lösung verwandelt den Kalkspat z. T. in Dolomit. Damit ist die eigentliche Gangbildung abgeschlossen. Die noch folgenden eisenreichen Mineralien, Braunspat etc., spielen eine untergeordnete Rolle. Kalkspat II bildet überall den Schluß.

B. Bleierzgänge zeigen viel einfachere Verhältnisse. Am Salband derber Bleiglanz, dann eine weniger ansehnliche Ausscheidung von Schwerspat und Eisenspat, bedeckt von spärlichen Quarzkristallen. Wie bei den Kupfererzgängen schließt die Gangbildung mit einem Absatz von Braunspat, Perlspat und Kalkspat, so daß es scheint, als ob zum Schluß auf allen Gneisspalten dieselben Lösungen zirkuliert hätten. Nach früheren anderweitigen Beobachtungen hätten die Bleierzgänge zuweilen auch Silbererze geliefert, wie ged. Silber, darunter die erwähnte große Silbermasse, Silberglanz und Rotgiltigerz; Verf. hat hierfür keine Belege gefunden. Auffallend ist die starke Oxydation der Bleierzgänge (Auftreten zahlreicher Zersetzungsprodukte: Limonit, Psilomelan, Aragonit etc.); die Gänge sind noch nicht bis zu größerer Tiefe erschlossen.

Max Bauer.

James Currie: The mineralogy of the Faeröes arranged topographically. (The Transact. of the Edinburgh Geol. Soc. Session 1905—1906. 9. Part I. p. 1—68. Mit 3 Taf. u. einem Übersichtskärtchen.)

Verf. hat die höchst dankenswerte Aufgabe übernommen, ein beschreibendes Inventar der Mineralvorkommen des sehr unwirtlichen und auch heute noch schwierig zu bereisenden Gebietes der isolierten Färöer-Inselgruppe zusammenzustellen. Diese Zusammenstellung ist zum allergrößten Teil das Resultat eigener Reisen des Verf.'s.

In der historischen Einleitung werden die Verdienste früherer Autoren und Forschungsreisender um die mineralogische Erforschung der Färöer hervorgehoben.

Zuerst werden Minerale der Färöer in dem 1673 erschienenen Buch „Faeroae et Faeroa reserata" von dem gelehrten Färinger Lukas Jakobson Debes erwähnt, hierauf von Cronstedt (1770) und von Herrn v. Born im „Lithophylacium Bornianum" (1772). Im Jahre 1790 entdeckte Sir John Stanley die Zeolithhöhle auf Naalsö, einen der reichsten Zeolithfundorte der Färöer, von dem die in den Sammlungen verbreiteten Faroelith-, Apophyllit- und Desminstufen herstammen.

Um das Jahr 1800 machte der dänische Pastor J. Landt neben anderen naturwissenschaftlichen auch mineralogische Beobachtungen.

Fünf Jahre später bereiste der berühmte Grönlandforscher Karl Giesecke im Auftrage der „Königlichen Grönländischen und Färöischen

Handelskommission" das Land zum Zwecke mineralogischer Untersuchungen[1].

1812 folgte die Reise von Thomas Allan und Sir G. Mackenzie, 1819 die des Grafen Vargas Bedemar, des Entdeckers des Okenits, dem wir auch genauere Beschreibungen der Opalvorkommen verdanken.

Die 1821 von Forchhammer ausgeführte Reise hatte vor allem geologische Zwecke.

Es folgen nun die Reisen von Trevelyan (1822) und die der französischen Corvette „Recherche" (1839). Der dieser Expedition beigegebene Geologe J. Durocher erforschte den Südosten von Strömö, den östlichen Teil von Sandö und die Insel Naalsö.

1856 sammelte Prof. M. F. Heddle ein reichliches Material von Färöermineralien auf. Die Beobachtungen Heddle's sind z. T. erstmalig in dem hier besprochenen Werk Currie's veröffentlicht.

Spätere Reisende, wie F. Johnstrup, Sir A. Geikie, A. Helland und James Geikie befaßten sich vorwiegend mit geologischen Problemen.

Die mineralogischen Funde des letzteren hat Currie publiziert.

Auf ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis folgen die Zitate der die Färöerminerale betreffenden Analysen und Kristallzeichnungen.

Die Angaben Currie's betreffen die Inseln Suderö, Klein-Dimon, Sandö, Skuö, Hestö, Kolter, Naalsö, Strömö, Vaagö, Tindholm, Myggenäs, Österö, Kalsö, Kunö, Bordö, Viderö, Svinö und Fuglö. Es werden die Mineralvorkommen von 122 auf diesen Inseln gelegenen Fundorten kurz charakterisiert. Die nähere Präzisierung der Fundstellen ist schon deshalb von großem Wert, weil genauere Daten hierüber bisher nicht vorlagen und man sich in den meisten Angaben mit der allgemeinen Angabe „Färöer" begnügen mußte.

Unter den Mineralien der Färöer, die zumeist den Hohlräumen in den Trappbasaltdecken entstammen, nehmen die Zeolithe den ersten Rang ein. Ihre Assoziation ist, wie Ref. bereits anderwärts[2] hervorgehoben hat, auf den Färöer die für Trappbasaltgebiete überhaupt typische: tonerde- und kalkerdeführende Zeolithe neben reinen Kalkzeolithen (Apophyllit, Okenit, Glimmerzeolithe) herrschen vor, Alkalitonerdezeolithe (Natrolith, Analcim) treten zurück.

Folgende Gattungen werden von Currie angeführt:

Analcim (22 Fundorte), Apophyllit (20 Fundorte), Chabasit (63 Fundorte), Desmin (63 Fundorte), Epistilbit (das einzige nach Lévy und Beudant aufgeführte Vorkommen dieses Minerals von der Zeolithhöhle Skutin [?] ist nach Currie zweifelhaft)[3], Gyrolith (Leinum Vatn,

[1] Das Manuskript Giesecke's harrt leider noch immer der Veröffentlichung, die sich gewiß lohnen würde. Sein im Jahre 1878 von Johnstrup herausgegebenes Mineralogisches Tagebuch der grönländischen Reisen enthält eine Fülle noch heute wertvoller Beobachtungen! Ref.

[2] Tscherm. Min.-petr. Mitt. **27**. 1908 p. 245.

[3] Auch ich und mein Freund R. Görgey haben vergeblich nach Epistilbit auf den Färöer gesucht. Das Kopenhagener Museum enthält kein Belegstück. Ref.

Vestmanhavn, Fjöruglivar und Sundelaget auf Strömö, Kodlen auf Österö), Heulandit (67 Fundorte), Laumontit (2 Fundorte), Levyn (18 Fundorte), Mesolith (29 Fundorte), Mesotyp (unter diesem Namen werden nicht näher untersuchte Faserzeolithe — also Natrolith, Mesolith und Skolezit — zusammengefaßt, 24 Fundorte)[1], Natrolith (4 Fundorte), Okenit (10 Fundorte), Phillipsit (Heljareyga auf Strömö, Halvgafelli und Húsadalur auf Bordö; dieses Mineral war von den Färöer bisher unbekannt), Skolezit (soweit nicht von Currie oder Heddle bestimmt; z. T. unzuverlässige Angaben, 15 Fundorte), Thomsonit (größtenteils die „Faroelith" genannte kugelig-radialstrahlige Varietät, 33 Fundorte), Tobermorit (2 Fundorte).

Von den übrigen auf den Färöer vorkommenden Mineralen verdienen besondere Erwähnung:

Gediegenes Kupfer (8 Fundorte), meist die Zeolithe begleitend, Pyrit (8 Fundorte), z. T. in den Trappbasalten, z. T. als Begleiter der Braunkohle auf Suderö, Chalcedon in schönen, den isländischen ähnlichen Vorkommen, teilweise sog. „Lussatit" (34 Fundorte), Kascholong (6 Fundorte), Opal in verschiedenen Varietäten, wie Edelopal, Hyalith, Hydrophan und gemeiner Opal (34 Fundorte). Der schönste Edelopal findet sich am Odnadalstind auf Strömö, Quarz, viel seltener als Opal und Chalcedon (10 Fundorte), Cuprit, zusammen mit gediegenem Kupfer (Kabelen auf Naalsö), Calcit als Begleiter der Zeolithe und den hier fehlenden Aragonit vertretend, hierunter eine violette Varietät, Esmark's „Prunnerit" auf Hestö (19 Fundorte), Malachit, zusammen mit gediegen Kupfer (2 Fundorte), Siderit (Sphärosiderit) in den Braunkohlentonen auf Suderö (2 Fundorte), Seladonit, allgemein verbreitet (41 Fundorte werden namentlich angeführt). Eine Analyse des Seladonits von Stigafjäll (Strömö), ausgeführt von T. F. Cowie, ergab: SiO_2 52,39, Al_2O_3 20,82, Fe_2O_3 5,09, CaO 1,07, MgO 3,05, K_2O 10,31, Glühverl. 5,72; Sa. 98,45. Chlorophäit (2 Fundorte), Saponit (19 Fundorte)[2], Labradorit (12 Fundorte)[3], Olivin (4 Fundorte).

Die eine der Arbeit beigegebene Tafel stellt die Wechsellagerung von Palagonittuff- und Trappbasaltdecken (Troldkonefingeren) dar; zwei andere enthalten Kristallzeichnungen der Zeolithe. Das beigegebene Kärtchen erleichtert die Auffindung der Lokalitäten. **F. Cornu.**

---

[1] Bei weitem die meisten dieser Angaben dürften sich auf Mesolith beziehen, der auf den Färöer die größte Verbreitung unter allen Faserzeolithen hat. Das gleiche gilt für Skolezit; vergl. R. Görgey, Ueber Skolezit von Suderö. Centralbl. f. Min. etc. 1908. No. 17. p. 525. Ref.

[2] Die Vorkommen bedürfen wohl näherer Untersuchung, wie der „Basaltspeckstein" überhaupt. Ref.

[3] Als Ausscheidlinge in den porphyrischen Trappbasalten der nördlichen Inseln sehr verbreitet. Ref.

Douglas B. Sterrett: The Production of Precious Stones in 1906. (Advance chapter. Mineral Resources of the United States. Calendar year 1906. p. 44.)

Die Reorganisation des statistischen Amtes der United States Geological Survey veranlaßte eine Änderung auch bezüglich der Arbeitskräfte in dieser Abteilung. Der bekannte Name von Dr. KUNZ erscheint aus diesem Grunde nicht mehr über demjenigen Abschnitt, der uns so lange Jahre hindurch über die Edelsteinproduktion in den Vereinigten Staaten unterrichtet hat.

Mr. STERRETT, der Nachfolger von Dr. KUNZ in dem Bericht über die Edelsteine, ist dem von seinem Vorgänger aufgestellten Plan gefolgt und teilt uns summarisch alles Wissenswerte über die Produktion des Edelsteinmaterials in den Vereinigten Staaten während des Jahres 1906 mit, im allgemeinen in derselben Weise und in derselben Vollständigkeit, wie es bisher so ausgezeichnet durch Dr. KUNZ geschehen ist.

Die Gesamtproduktion an Edelsteinen und Ornamentsteinen in diesem Jahre hatte einen Wert von 208000 Dollars im Vergleich mit 326350 Dollars im Jahr 1905. Die größten Einbußen erlitten die Sapphire und Türkise, und zwar die Sapphire im Betrag von 86000 und die Türkise im Betrag von 42000 Dollars. Dem gegenüber stand eine Zunahme im Wert des gewonnenen Chrysoprases im Betrag von 27000 und in dem des Turmalins im Betrag von 22500 Dollars. Der Wert des Kunzits stieg auf 7500 und der des Variscit (Utahlit) auf 1500 Dollars. Beim Sapphir, Türkis und Chrysopras beruhte der Wechsel in der Höhe des Werts lediglich auf einer verschiedenen Art der Schätzung dieser Werte. Bei dem Turmalin und dem Kunzit waren die Änderungen wahrscheinlich ganz durch eine Erhöhung der Produktion bedingt.

Die wichtigsten neuen Funde sind unten erwähnt. Edle Turmaline und Beryll e wurden bei Canyon, Colorado, gewonnen. Kunzit wurde bei Andover, Oxford county, Maine, entdeckt. Edler Korund (Sapphir) wurde in den Goldseifen von Washington county, Idaho, angetroffen. Blaue und gelbe edle Beryll e werden von Royalston, Massachusetts, erwähnt. Einer der blauen Kristalle ist auf 200 Dollars geschätzt worden.

Californit (Vesuvian) ist 2 miles östlich von Exeter, Tulare county, California, in einer 2—4 Zoll dicken Ader zusammen mit Magnesitadern im Serpentin gefunden worden. Das Mineral ist apfelgrün. Polierte Stücke erscheinen als Breccien von Bruchstücken des Californit, die durch fleischroten Magnesit verkittet sind.

Chrysopras. Chrysopras stammt aus einer Grube in einem Serpentinkopfe, 8 miles südöstlich von Porterville, Tulare county, Kalifornien. Der Chrysopras findet sich in Adern von 1,4—10 Zoll, die den Serpentin durchsetzen. Die wertvollste grüne Varietät erfüllt die engen Partien der sonst weiteren Klüfte. Das meiste Edelsteinmaterial wird von Blöcken erhalten, die über den unteren Teil der Abhänge des Hügels zerstreut sind. Ungefähr drei Tonnen von Rohmaterial sind versandt worden, aus denen man etwa 500 Pfund Schmucksteine zu gewinnen er-

wartete. Der hierzu untaugliche Teil, sowie große Massen verkieselten Serpentins, der von dünnen Adern von hellgefärbtem Chrysopras durchsetzt wird, kommt nach Deutschland, wo man dieses Material zu Mosaiken und zu dekorativen Zwecken verarbeitet.

Andere Lager werden bei Venice Hill, bei Exeter, bearbeitet, und wieder andere sind am White River, 25 miles südlich von Porterville, und von Plano, 2 miles südlich von Porterville, bekannt.

Diamanten. Diamantführender Serpentin soll bei Oroville, am Feather River, in Kalifornien vorkommen. Das Gestein stammt wahrscheinlich von einem Gabbro oder Diorit und hat, soweit bisher bekannt ist, noch keine Diamanten geliefert, doch wird berichtet, daß in losen Blöcken das Mineral von Zeit zu Zeit in der Gegend von Oroville gefunden worden ist. In der blauen Erde, die durch Zersetzung des Serpentins gebildet wurde, wurde Menaccanit, Magnetit, Olivin, Granat, Spinell, Rubin, Topas, Beryll, Chrysopras und Zirkon angetroffen.

An dem bekannten Kimberlitgang in Elliott county, Kentucky, wurde eine Wäscherei eingerichtet, um das Vorkommen auf Edelsteine zu untersuchen. Dabei wurden keine Diamanten in dem Gestein gefunden, aber Pyrop, Diopsid und Olivin von schleifwürdiger Beschaffenheit.

Die einzige Stelle in den Vereinigten Staaten, wo Diamant im Anstehenden gefunden wurde, ist ein kleines eruptives Gebiet am Zusammenfluß des Prairie Creek mit dem Little Missouri river, $2\frac{1}{2}$ miles südöstlich von Murfreesboro, in Pike county, Arkansas. Das Eruptivgestein ist ein kleiner Stock von Peridotit, der carbonische Sandsteine und Quarzite durchsetzt, welche ihrerseits von Kreidesandsteinen und posttertiären Konglomeraten überlagert werden. Der Peridotit ist zu einer gelben oder grünen Erde zersetzt. Eine Anzahl Diamanten (26) sind schon vor 1907 an der Oberfläche über der grünen Erde gefunden worden. Später wurde letztere systematisch untersucht, und in der Zeit der Beschreibung des Fundorts wurden einige andere Diamanten in den Waschrückständen angetroffen, ebenso ein 12 mm langer Kristall eingewachsen in dem zersetzten Peridotit. Die Gesamtzahl der bis zur Abfassung des obigen Berichts gefundenen Diamanten betrug 130, im Gewicht von $\frac{1}{32}$ bis zu $6\frac{1}{2}$ Karat. Die meisten waren verzerrte Oktaeder, aber einige waren von fast idealer Ausbildung. Die meisten Steine sind weiß und von ausgezeichneter Beschaffenheit, eine kleinere Anzahl ist braun, einige sind gelb und wenige schwarz.

Der Fundort Murfreesboro unterscheidet sich von den südafrikanischen Vorkommen wie folgt: Bei Murfreesboro ist der Peridotit eine Breccie, und er umschließt keine Gesteinsfragmente. Granat ist äußerst selten in Arkansas, während Chromdiopsid, Hypersthen, Zirkon, Cyanit, Chromit und Ilmenit unbekannt sind. Da gar keine bituminösen Schiefer in der Nachbarschaft des Arkansas-Peridotit vorkommen, neigen die Verf. zu der Ansicht, daß der Kohlenstoff der Diamanten ein ursprünglicher Bestandteil des Peridotitmagmas war. Anderseits läßt die Anwesenheit von Asphalt in der Nähe von Murfreesboro vermuten, daß die Quelle des Kohlenstoffmaterials in den Gesteinen der Oberfläche zu suchen sei.

Granat. Almandin ist in feiner Qualität und großer Menge 2 miles von Canyon, Colorado, gefunden worden. Hessonit wird im südlichen Kalifornien und jenseits der Grenze in Mexiko gegraben. Pyropen werden an verschiedenen zerstreuten Orten in der Navajo Indianer-Reservation gesammelt.

Mexikanischer Onyx. Neue Onyxmarmor-Steinbrüche sind bei Pueblo in Mexiko eröffnet worden. Das Material ist von guter Beschaffenheit und bringt an der Eisenbahn etwa 175 Dollars Gold pro Kubikmeter.

Im folgenden werden einige neue Fundorte mitgeteilt.

Opal, $\frac{1}{2}$ mile von Fort Bayard, Neu-Mexiko.

Rosenquarz, Coahuila Mountains, Riverside county, Kalifornien, an einem Punkt 10 miles nordöstlich von Lemon Cove, Tulare county, Kalifornien, und in Pegmatiten bei Bedford, Westchester county, New York.

Rubin im Muttergestein, einem weißen Kalkstein, an der Edelsteingrube in Cowee Valley, Macon county, Nord-Carolina.

Sapphir, bei Meadows, Washington county, Idaho, im Basaltgang, der Gneis durchsetzt. Die Edelsteine findet man in den Waschrückständen der Rock Flat-Seifen.

Kunzit, bei Andover, Oxford county, Maine.

Hiddenit, in den Gruben der Pala Chief Mining Company bei Mesa Grande, San Diego county, Kalifornien.

Turmalin, rosa, grün und lavendelblau, wird bei Canyon, Colorado, gegraben und eine grüne Varietät nahe der Nordgrenze von Portland county, Connecticut.

Der Bericht enthält auch Mitteilungen über das Vorkommen von Türkis in Arizona und Neu-Mexiko, sowie über die Edelsteine von Maine, von Süd-Carolina und von Süd-Kalifornien. **W. S. Bayley.**

Nobuyo Fukuchi: Mineral parageneses in the contact-metamorphic ore-deposits, found in Japan. (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. v. Wada. No. 3. Dezember 1907. p. 75—109. Mit 1 Karte.)

Verf. hat die paragenetischen Verhältnisse der kontaktmetamorphischen Erzlagerstätten Japans studiert, darunter 10 Eisenerzlagerstätten, 10 Lagerstätten von Schwefelmetallen mit oder ohne Eisenerze, und 3 mit Schwefelerzen in Begleitung von Bormineralien. Alle sind charakterisiert durch Kontaktbildungen: Granat, Hedenbergit, Epidot, Wollastonit etc. und liegen entweder im Kontakt mit sauren Eruptivgesteinen, wie Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr etc., oder in dessen Nähe im Sedimentärgestein. Manche von ihnen liefern gut kristallisierte Mineralien. Auf der Karte ist die Lage von allen bezeichnet.

	I.	II.	IIa.	III.	IV.	V.
SiO_2	47,50	49,56	47,13	45,86	52,84	48,40
B_2O_3	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	5,03	1,14	—	3,90	3,05	3,66
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—
FeO	23,29	23,76	24,46	9,73	8,35	20,81
CaO	20,17	22,13	23,23	22,92	23,30	22,20
MgO	0,49	1,64	2,40	11,70	10,86	1,20
MnO	2,60	1,48	0,73	0,70	—	4,65
K_2O	— }	0,45	0,13	—	—	—
Na_2O	— }		0,98	—	—	—
H_2O	—	—	1,08	—	1,23	—
CO_2	—	—	—	5,76	—	—
	(99,08)	100,16	100,14	(100,57)	(99,63)	(100,92)

	VI.	VII.	VIII.	IX.	IXa.
SiO_2	34,38	48,87	38,22	41,80	41,87
B_2O_3	—	25,73	18,24	5,61	1,59
Al_2O_3	6,36	0,89	0,07	17,15	19,25
Fe_2O_3	19,99	0,12	0,34	1,11	11,79
FeO	6,24	—	—	2,84	—
CaO	31,43	14,47	35,33	19,51	17,75
MgO	0,07	7,67	0,38	0,21	Spur
MnO	0,60	—	—	10,71	5,62
K_2O	—	0,77	Spur	—	Spur
Na_2O	—	0,96	0,01	—	1,79
H_2O	0,61 (G.-V.)	0,58	7,86	1,22	0,87
CO_2	0,005 P	—	—	—	—
	(99,685)	100,06	100,45	100,16	100,53

I. Hedenbergit von Yanagigaura; II. und IIa. Hedenbergit von Obira; III. Pyroxen, lichtgrün, Kamaishi (Kamaish-Grube), nach KITAMURA; IV. Salit, dunkelgrün, von Sannotake, nach KATAYAMA, G. = 3,322, zwischen 1,658 und 1,680; V. Pyroxen, Sasagatani, nach KŌ; VI. Kalkeisengranat, braun, Kamaishi; VII. Danburit, Obira, nach TAMURA; VIII. Datolith von Noborio, nach TAMURA; IX. und IXa. Axinit von Obira.

I. Eisenerze. 1. Yanagigaura, Prov. Buzen. Im Kontakt und im Schiefer, Hornstein und Kalk, Magneteisen, Granat und Hedenbergit (Anal. I), daneben Lievrit, Epidot, Schwefel- und Kupferkies und Kalkspat. Der seltene Lievrit, meist derb, zeigt zuweilen die Formen: c (0P), o (P), p ($P\breve{\infty}$), m (∞P), s ($\infty P\breve{2}$) und zuweilen 2 ($2P\breve{\infty}$). Schwefelkies bildet zuweilen Würfel. 2. Dorogawa, Prov. Yamoto, zwischen Schalstein und Kalk im Kontakt mit Quarzporphyr; Magneteisen, Magnetkies mit Schwefel- und Kupferkies, Quarz und Lievrit, meist auch Hedenbergit und Granat, letzterer zuweilen Kristalle ∞O . 202. 3. Nakakosaka, Prov. Kozuke. Magneteisen mit etwas ? Hedenbergit im Kon-

takt von Quarzit und Schalstein mit dichtem Diorit. 4. Ohinata, Prov. Shinano. Im Kontakt von Kalk und Tonschiefer (Hornfels) mit Quarzdiorit, teils im Kalk (Marmor), teils im Hornfels; Magneteisen mit Granat, nebst Hedenbergit, Epidot und Schwefelkies. 5. Kurodake, Prov. Etchu. Bräunlichgelber und in dessen Hohlräumen dunkelbrauner Granat, dieser in Kristallen ∞O . 202, bis $2\frac{1}{2}$ cm, nebst schwarzbraunem Granat ∞O im Quarz und gelben Granat, bilden zwei mehrere Meter mächtige Zonen mit etwas Magneteisen, Bergkristall, Epidot und Pyroxen im Kontakt von Kalk (Marmor) und Tonschiefer (Hornfels) mit Diorit. 6. Akatani, Prov. Echigo. Kontakt, besonders von Kalk, auch von Tonschiefer mit Granit, vorzugsweise Eisenglimmer mit etwas Granat und Hedenbergit, zuweilen auch Pyrit $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$ und Kupferkies, sowie Blende und Bleiglanz. Ganz ähnlich 7. Awagatake, Prov. Echigo. 8. Sennin, Prov. Rikuchu. Neben dem von Kamaishi (No. 9) das wichtigste Eisenerzvorkommen in Japan. Gneis und kristallinischer Kalk sind wahrscheinlich aus paläozoischem Sandstein und Kalkstein durch Hornblendegranit umgewandelt worden. Das Haupterz, schalig-körniger Hämatit, steht mit dem Kalk in Verbindung. In den Hohlräumen des Erzes sitzen Kristalle von Eisenglanz mit den Flächen; 0R, ? $\frac{1}{16}$R, ? $\frac{1}{6}$R, $\frac{1}{4}$R, $\frac{3}{5}$R, $\frac{2}{5}$R, $\frac{4}{3}$P2, ∞R und ∞P2; selten Kupfer- und Schwefelkies, $\infty O \infty$ mit $\left[\frac{\infty O 2}{2}\right]$. Kontaktmineralien: Hedenbergit und Granat, zuweilen ∞O, stellenweise in Menge, da und dort wenig feinkörniger gelbgrüner Epidot, sowie etwas grüne chloritische, nebst einer asbestartigen Substanz. 9. Kamaishi, Prov. Rikuchu (vergl. No. 9). Paläozoische Sandsteine (Biotithornfels), Tonschiefer (Chiastolith-Biotitschiefer mit Turmalin), Kalk (Marmor) und Schalstein mit Diabaslagern, im Kontakt mit Hornblendegranit, resp. Quarzdiorit. Die Lagerstätte ist entweder im Granit oder im Kontakt und besteht hauptsächlich aus Magneteisen und Granat in Form einer 10—15 und bis 30 m dicken Linse. Andere Kontaktmineralien: Pyroxen, Epidot, Chlorit und Axinit nebst Kupfer-, Magnet- und Schwefelkies. Das derbe Magneteisen zeigt auf Hohlräumen oft Kristalle ∞O, auch mit 202 und zuweilen 2O, auch O. Granat, braun (Anal. No. VI). Pyroxen (Salit), zuweilen gute Kristalle: $\infty O \grave{\infty}$. $\infty P \bar{\infty}$. ∞P (Anal. No. III). Epidot, gelbgrün, faserig, zuweilen nadelige Kristalle: 0P . P . $P\bar{\infty}$. $P\grave{\infty}$, oder seltener 0P . $\infty P\bar{\infty}$. $P\grave{\infty}$. $P\bar{\infty}$ etc. Wenig Sulfide. 10. Rokuromi, nahe bei No. 9; ein goldhaltiger Eisenstein im Kontakt von Granit und Diorit mit Biotithornfels und Marmor.

II. Lagerstätten von Sulfiden, meist mit wenig Eisenerzen oder auch ganz frei von diesen. 11. Sannotake, Prov. Buzen. Gabbro und Granit haben paläozoischen Tonschiefer und Sandsteine (Arkosen) in Glimmer- und Glimmerhornblendeschiefer und in feldspatführenden Quarzit umgewandelt, ein darüber liegender Kalk ist marmorisiert. Die Erze, Magneteisen, Magnetkies, Schwefel- und Kupferkies, Molybdän- und Wismutglanz mit Granat, Epidot, Salit, Wollastonit, Manganspat, Scheelit und Apatit liegen im Kontakt der Eruptivgesteine mit Kalk. Analyse des

dunkelgrauen Salit siehe No. IV); G. = 3,322. Der Granat ist Eisentongranat, dunkelbraun, hell rötlichbraun und grünlichgelb. Scheelit, bis 2 cm große Individuen, grau, P vorherrschend, mit $\frac{1}{3}$P, P∞, $\frac{1}{2}$P∞, ∞P3 und 0P; stark zersetzt und oberflächlich in Ferberit umgewandelt. 12. Naganobori, Prov. Suwo. Granit in der Fazies des Quarzporphyrs, intrusiv in paläozoischem Tonschiefer, Kalk und Sandstein verwandelt jene in Hornfels, Kalk in Marmor. Die Kontaktzone, 6 m dick, besteht aus ca. 4 m hellbraunem Granat mit Magneteisen auf der Seite des Kalks und ca. 2 m stengeligem Hedenbergit mit Kupfer- und Schwefelkies auf der Granitseite, oder an anderen Stellen etwas abweichend, auch mit Buntkupfererz und Rotkupfererz und Kieselkupfer, die Kupfererze teilweise goldhaltig. 13. Ofuku, Prov. Suwo. Intrusiver Diorit in mesozoischem Quarzit und Tonschiefer mit Kalklinsen. Das Lager steht in Verbindung mit Quarzit, liegt aber nicht genau auf der Grenze, 7 m dick, besteht aus Granat mit Hedenbergit in getrennter Zone und den Erzen Kupfer-, Schwefel- und Arsenkies, nebst Kupferlasur, Rotkupfer, Kieselkupfer und Malachit. Scheelit, P . $\frac{1}{3}$P . P∞ . $\frac{1}{2}$P∞ . 3P3 . 0P, begleitet den Kupferkies. Lievrit ist selten im Hedenbergit. 14. Zomeki, Prov. Suwo (vergl. No. 15). Im Kontakt von Quarzporphyrgängen mit mesozoischem Kalk und Tonschiefer. Die Erze liegen auf beiden Seiten der Gänge zwischen Kalk und Schiefer oder im Kalk in bis 10 m dicken Massen. Die Mineralien sind Granat, Epidot, Hedenbergit, Lievrit, Kupferkies, Buntkupfererz, Magnet- und Arsenkies, Blende, Bleiglanz etc. Am massenhaftesten ist Hedenbergit. Lievrit bildet z. T. kleine Kristalle: ∞P . ∞P$\breve{2}$. P . P$\bar{\infty}$. 2P$\breve{\infty}$. 0P; er begleitet den Hedenbergit. Hedenbergit und Granat bilden zuweilen getrennte Zonen, dann finden sich die Sulfide mehr mit dem ersteren. 15. Sasagatani, Prov. Iwami, neben Zomeki (No. 14), die wichtigste Kupfererzlagerstätte. Ryolithgänge durchsetzen paläozoischen Hornstein oder die Grenze zwischen Hornstein und Schiefer oder Kalk. Besonders im oder nahe dem Kontakt des Rhyoliths mit Kalk finden sich Kupfererze, hauptsächlich Kupferkies mit Hedenbergit (Anal. No. V) nebst Quarz (selten Amethyst), Kalkspat und Arsenkies, sowie etwas Schwefel- und Magnetkies, Blende und Bleiganz. Oberflächlich ist die Lagerstätte zu einer dunkelbraunen bis schwarzen, besonders aus Brauneisen bestehenden Masse verwittert. 16. Nekasa, Prov. Suwo. Paläozoischer Tonschiefer, Sandstein, Quarz und Kalk sind durch Granit verändert. Die Erzgänge liegen in den Sedimentgesteinen und streichen, bis 6 m dick, der Schichtung parallel. Das Haupterz, Kupferkies, ist nicht sehr reichlich, daneben Magnetkies und stellenweise Bleiglanz, Zinkblende und Arsenkies, sowie nicht metallisch: Quarz, Granat (∞O), Scheelit, Wolframit und Flußspat; auch Zinnstein ist da und dort spärlich vorgekommen. 17. Futashika, nahe Nekasa. Paläozoische Tonschiefer im Kontakt mit Granit. Bis 5 m mächtige Gänge durchsetzen diese Gesteine, gefüllt vorzugsweise mit Quarz, daneben Pyroxen und Granat, sowie viel farbloser Flußspat; die Erze sind Kupfer- und Schwefelkies und stellenweise Blende, Bleiglanz und Arsenkies, daneben ziemlich viel brauner Zinnstein. 18. Sasano,

Prov. Bitchu. Quarzporphyr hat paläozoische Schiefer in einen grauen bis hellgrauen Pyroxenhornfels umgewandelt, in den die Lagerstätte eingeschlossen ist und in dem sie meist unregelmäßige Massen und Nester bildet. Es sind Aggregate dunkelgrünen Aktinoliths, in deren Zwischenräumen die sulfidischen Erze, Kupferkies mit Magnetkies und wenig Zinkblende und Bleiglanz liegen. Andere Kontaktmineralien sind Tremolit, Granat, etwas Pyroxen nebst Orthoklas, Flußspat, Kalkspat und Quarz. Daneben sind einige ganz schwache, symmetrisch gebaute Gänge vorhanden, Kupferkies mit einer grünen chloritischen Substanz zu beiden Seiten und mit Magnetkies in der Mitte. 19. Kakino, Prov. Mino. Paläozoische Gesteine im Kontakt mit intrusivem Quarzporphyr. Die Lagerstätte bildet im oder nahe am Kontakt Gänge mit Pyroxen, Hedenbergit, Granat, Kalkspat und Epidot nebst Kupfer-, Schwefel-, Magnet- und Arsenkies, Bleiglanz und Blende, die in den einzelnen Gängen in verschiedener Weise miteinander vergesellschaftet sind. 20. Yakuki, Prov. Iwaki. Paläozoische Kalke, Sandsteine, Tonschiefer und Kieselschiefer werden von Granit, Diorit, Quarzporphyr und Serpentin durchbrochen. Die Lagerstätte ist immer in unmittelbarer Nähe des Kontakts im Kalk, teilweise auch im Kieselschiefer und Serpentin. Die Erze sind Magneteisen und Sulfide, wie Magnet-, Kupfer-, Schwefel- und Arsenkies, begleitet von Hedenbergit, Granat und Epidot.

III. Lagerstätte von Sulfiden mit borhaltigen Mineralien. 21. Kiura, Prov. Hygua und Bungo. Paläozoische Kalke, Quarzite, Sandsteine, Tonschiefer und Schalsteine werden durch intrusive Quarzporphyre in oft wollastonithaltige Marmore, Hornfelse und Amphibolite umgewandelt. Die Gänge streichen Ost—West der Grenze entlang. Einige enthalten fast nur Quarz und Zinnstein, wozu sich in anderen Arsenkies, Bleiglanz, Schwefelkies und andere Sulfide gesellen, dazu Pyroxen, Lievrit, Wollastonit, Vesuvian, Granat, Axinit und Epidot, sowie Limonit und Magneteisen. Die Art und Weise der Vergesellschaftung ist im einzelnen angegeben. Vesuvian, oft in Kristallen von zuweilen kolossalen Dimensionen, häufig schalig, wird begrenzt von 0P, ∞P∞, ∞P, P, P∞, $\frac{1}{3}$P∞, $\frac{1}{2}$P, $\frac{1}{3}$P, $\frac{3}{2}$P3 und ∞P2. Manganerz mit Rhodonit bilden eine kleine Masse im Quarzit. 22. Obira, Prov. Bungo. Paläozoische Kalke, Sandsteine, Schiefer und ein Lager von „serpentinisiertem Gabbro-Diabas“ werden von Quarzporphyr, der Randfazies eines Hornblendegranitits, durchbrochen und verändert. Die Lagerstätte wird gebildet von Gängen und linsenförmigen Massen bald im Kontakt, bald im Sedimentär- oder im Eruptivgestein. Die Gänge sind teilweise turmalinführend mit Zinnstein, Quarz und etwas Schwefelkies; sie liegen im Porphyr oder an dessen Rand. Andere Gänge enthalten Sulfide, und zwar Arsen-, Schwefel- und Kupferkies, Blende und Quarz im Porphyr, Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende und Zinnstein mit etwas Quarz und Kupferkies im Sedimentärgestein. Die Kontaktlagerstätten haben die Formen unregelmäßiger Linsen und bestehen aus Wollastonit, Granat, Axinit, Danburit, Datolith, Hedenbergit, Flußspat, Quarz, Magnet-, Schwefel-, Kupfer- und Arsenkies, Bleiglanz, Blende

und wahrscheinlich etwas Zinnstein. Etwas Wismutglanz ist im Flußspat eingewachsen. Die Paragenesis wechselt stark von Ort zu Ort, wie im einzelnen dargestellt wird. Der Axinit, teilweise Kristalle mit den Formen 0P, ∞'P, ∞P$'$, $'$P, P$'$, $\frac{1}{2}'$P, 2P$'\infty$, 5$'$P$\breve{5}$, 3,P$\breve{3}$, 2$'$P$\breve{\infty}$, 2P$'\infty$ etc. ist chemisch ein Borgranat und vertritt den Granat teilweise (vergl. Anal. No. IX und IXa). Der Hedenbergit zuweilen regelmäßig begrenzt von den Flächen ∞P$\bar{\infty}$, ∞P$\grave{\infty}$, 0P, ∞P, P$\bar{\infty}$ und 2P, vergl. Anal. No. II und IIa. Danburit, stets mit Axinit, durchscheinend prismatische Kristalle: ∞P$\bar{\infty}$, ∞P$\breve{\infty}$, ∞P, ∞P$\breve{2}$, P$\bar{\infty}$, 4P$\breve{\infty}$, 2P$\breve{4}$, 2P$\breve{2}$ etc. (Anal. No. VII). 23. Noborio, Prov. Hyuga. Die geologischen Verhältnisse sind wie bei Obira (No. 22). Die Erze sind Bleiglanz und andere Sulfide, die Gangmineralien brauner Granat, Epidot, Axinit, Datolith, grüner Pyroxen, Quarz, Kalkspat etc. Datolith, mit dem violetten Axinit und klaren Quarzkristallen (bis 1 cm lang, zuweilen Zwillinge nach P2, zusammen), gut ausgebildete Kristalle, mit den Formen: $-\frac{1}{2}$P$\bar{\infty}$, ∞P, $\frac{1}{2}$P, P$\grave{\infty}$ etc. (Anal. vergl. No. VIII).

In dem Kontakt der sauren Eruptivgesteine (Granit, Granit- und Quarzporphyr etc.) mit den teils mesozoischen, teils paläozoischen Sedimenten sind die Kontaktmineralien in allen genannten Lagerstätten zonenförmig angeordnet; besonders wichtig ist der Kontakt mit den Kalken. In diesen bilden sich Kalksilikathornfelse, bestehend vorzugsweise aus Wollastonit, zuweilen mit Granat, sowie mit Salit und Hedenbergit, teilweise mit etwas Axinit und Vesuvian; diese Mineralien bilden auch Adern im Kalk. Die Anordnung im Kontakt geschah in drei bestimmten Zonen mit abnehmendem Kalkgehalt: 1. Wollastonit am Kalk, 2. Granat, 3. Pyroxen, letztere beide zuweilen verbunden ohne bestimmte Grenze oder gemengt. Quarz ist, wo vorhanden, die jüngste Bildung. Tremolit ersetzt stellenweise den Wollastonit. Wo Eisenerze (Magneteisen und Eisenglanz) vorkommen, liegen sie in der Granatzone, der Pyroxen ist Hedenbergit und Wollastonit fehlt meist. Liegen die Eisenerze (mit Granat) im Kalk, so findet man den Hedenbergit, der stets stengelig oder faserig ist, in der Mitte, also: Kalk, Granat mit Erz, Hedenbergit, Granat mit Erz, Kalk. Die sulfidischen Erze haben ihren Platz in der Hedenbergitzone: Kalk, Wollastonit (der aber meist fehlt), Granat mit Eisenerz, Hedenbergit mit Sulfiden (meist Kupfer-, Magnet- und Schwefelkies, oft auch Bleiglanz und Blende beigemengt, zuweilen etwas Arsenkies und Zinnstein), Eruptivgestein. Eisenerze können fehlen, Granat kann durch Epidot, Hedenbergit (zuweilen mit Lievrit) durch Amphibol ersetzt sein, letzteres selten. Zwischen Kalk und Hornfels ist die Anordnung: Kalk, Granat, Hedenbergit mit Sulfiden, Hornfels. Im Kalk bildet der Hedenbergit mit Sulfiden die Mitte, beiderseits Granat. Im Hornfels bildet Hedenbergit mit Granat und Sulfiden eine einzige Zone. Die Bormineralien (Axinit, Danburit und Datolith) nehmen die Stelle des Granats ein (Obira): Kalk, Wollastonit (fehlt meist), Granat (zuweilen durch Axinit ersetzt), Hedenbergit mit Sulfiden, Eruptivgestein.

Die in den Kontaktlagerstätten vorkommenden Mineralien können in folgender Weise zusammengestellt werden: 1. Wollastonit und Vesuvian

(im körnigen Kalk). 2. Granat, Epidot, Chlorit, Magneteisen und Eisenglanz (in der Granatzone). 3. Pyroxen, Amphibol, Lievrit, Kupfer- und Schwefelkies, sowie Fahlerz (in der Pyroxenzone). 4. Bleiglanz und Blende (in der Pyroxenzone). 5. Arsenkies, Zinnstein und Flußspat (in der Pyroxenzone). 6. Scheelit, Wolframit, Molybdänglanz und Wismutglanz (in der Pyroxen-, selten in der Granatzone). 7. Axinit, Danburit und Datolith (in der Axinitzone). 8. Quarz und Kalkspat (unwichtig).

Max Bauer.

Meteoriten.

L. L. Fermor: Notes on some Indian Aerolites. (Rec. of the Geol. Surv. of India. 35. 1907. Part II. p. 79—96. Taf. IV—XV.)

Verf. stellt in einer Liste alle bisher bekannt gewordenen indischen Meteoritenfälle zusammen. Es sind im ganzen 71 Fälle, und zwar mit Ausnahme von Nodagolla und Kodaikánal nur Steinmeteoriten, darunter ein Mesosiderit (Lodthren). Dann werden folgende neuere Steine beschrieben:

1. Bholgháti. Gefallen am 29. Oktober 1905 bei dem Dorfe Bholgháti (22°5′ N., 86°54′ O.), Déoli pargana, im Staate Morbhanj, Bengalen. Es waren zwei Stücke zu 1000,6 und 1578,9 g, zusammen 2579,5 g. Das erste Stück hat die Gestalt eines Tetraeders mit glänzender braunschwarzer Kruste und wenigen flachen Grübchen. Die Bruchfläche ist dunkelgrau. Das zweite Stück ist rechteckig und an 5 Seiten mit Kruste bedeckt.

2. Karkh. Gefallen am 27. April 1905 in den Wehari-Bergen bei Karkh, Jhálawán Agency, Beludschistan. Die aufgesammelten Stücke verteilen sich auf folgende zwei Punkte. Auf den Sumbaji-Hügeln, etwa 14 Meilen WNW. von Karkh, wurden vier Stücke im Gewicht von 14,546, 3,087, 0,878, 0,385 g, zusammen 18,896 g gefunden. Auf den Michára-Hügeln, 5 Meilen WNW. von Karkh, wurden zwei Stücke von 2,196 und 0,743 g, zusammen 2,939 g aufgelesen. Der Fall hat also im ganzen 21,735 g geliefert. Das größte Stück hat eine schwarze Kruste mit Näpfchen und Fließspuren und ist ein orientierter Stein. Die mineralogische Zusammensetzung ergab Olivin, Enstatit, Nickeleisen und Schwefeleisen, das spez. Gew. 3,60, bei einem kleineren Stück 3,55.

3. Delhi. Gefallen am Abend des 18. Oktober 1897 bei einem Dorf 5 Meilen von Delhi, nahe der berühmten Kutt Minár, in zwei etwa 1 Pfund schweren Stücken. 0,79 g davon gelangten in den Besitz des Museums der Geological Survey.

4. Haraiya. Gefallen im August oder September 1878 zu Haraiya (26°48′ N., 82°31½ O.), 14 Meilen westlich von Basti. Sein Gewicht beträgt 1078,8 g. Der Stein ist mit einer glänzenden schwarzen Kruste bedeckt, mit radial verlaufenden Flußrinnen.

5. Andhára. Gefallen am 2. Dezember 1880 4 Uhr nachmittags zu Andhára im Muzaffarpur-Distrikt, Bengalen. Sein Gewicht beträgt etwa 6 Pfund. Es befindet sich jetzt in einem Tempel und es besteht keine Möglichkeit, eine Probe zur Untersuchung zu erhalten.

6. Kalambi, Bhágur, Jamkhair, Pirgans. Von diesen bereits bekannten Steinen erhielt die Sammlung der Geologischen Survey Proben aus dem Hofmuseum in Wien und dem Britischen Museum in London. Die genauen Falldaten sind:

Kalambi, Wai talug, Sátára-Distrikt 4. Nov. 1879.
Bhágur bei Dhulia, Kandesch-Distrikt, Praes. Bombay 27. Nov. 1877.
Jamkhair, Ahmadnagar-Distrikt, Praes. Bombay 5. Okt. 1866.
Pirganj, Dinajpur-Distrikt, Ostbengalen und Assan 29. Aug. 1882.

v. Wolff.

L. L. Fermor: Note on the Meteoric Shower of the 22. October 1903 at Dókachi and Neighbourhood, Dácca-Distrikt, Bengalen. (Rec. of the Geol. Surv. of India. **35**. 1907. p. 68—78.)

Am 22. Oktober 1903, 7 Uhr abends, wurde in Kalkutta ein ungewöhnlich heller Meteorit beobachtet, der als Steinregen im Dácca-Distrikt niederging und durch die bedeutende Höhe, in der er zu leuchten begann, und die jäh geneigte Bahn ausgezeichnet war. Die Ortschaften, die von diesem Steinregen betroffen wurden, liegen an einer geraden Linie, die von Bibandi nach Kolapara (Dókachi) verläuft. Es werden die von verschiedenen Seiten angestellten Beobachtungen des Falls mitgeteilt. Im ganzen konnten 3838,44 g gesammelt werden, die Menge der gefallenen Steine zählt nach Hunderten. Dann folgen Angaben über die Beschaffenheit der aufgelesenen Stücke und ihre Verteilung in den Sammlungen. Das spezifische Gewicht des Steins wurde zu 3,63 ermittelt, eine eingehendere Untersuchung des Meteoriten steht noch aus. v. Wolff.

Kenneth S. Howard und John M. Davison: The Estacado Aerolite. (Amer. Journ. of Sc. **22**. 1906. p. 55—60.) [Vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -201-.)

Die genaue Fundstelle dieses im Jahre 1882 gefallenen Meteorsteins liegt 12 Meilen südlich von Hale Center, in der Mitte von Hale Co. in Texas, 15 Meilen nordwestlich von der Quäkerkolonie Estacado entfernt. Der Stein, einer der größten, die gefallen sind, wog 190 kg. Seine Umrißlinien sind trapezförmig, seine Durchmesser betragen 58,5, 47,7, 44,4 cm. Die Oberfläche ist rostbraun. Der Stein ist ein kristalliner Chondrit C Ka, der „Pipe Creek“ am meisten entspricht. In der dunklen Grundmasse liegen unregelmäßig begrenzte Nickeleisenpartikel, die linienförmig den Stein durchziehen, dunkelglänzende Enstatit- und grüne Olivinchondren.

Die mikroskopische Untersuchung durch H. Tromlinson ergab als silikatische Bestandteile:

Olivin und Enstatit in Körnern und Chondren mit Einschlüssen von Eisen und Gas, und außerdem etwas Magnetkies neben dem Eisen. Die von Davison ausgeführte Analyse ergab:

1. Eisenanteil 16,41 %; 2. in HCl lösliche Silikate 41,09 %; 3. unlösliche Silikate 42,50 %. In diesen drei Teilen wurden, unter Vernachlässigung der unwichtigen Bestandteile, gefunden:

1.		2.		3.	
Fe . . .	89,45	SiO_2 . . .	32,00	SiO_2 . . .	63,57
Ni . . .	9,99	MgO . . .	32,02	MgO . .	23,45
Co . . .	0,56	FeO . . .	31,60	FeO . . .	9,54
		CaO . . .	4,38	CaO . . .	3,44

Die Gesamtanalyse ergab:

Fe 14,68, Ni 1,60, Co 0,08, Cu Sp., C gefunden, aber nicht bestimmt, S 1,37, P 0,15, SiO_2 35,82, FeO 15,53, MgO 22,74, CaO 2,99, Al_2O_3 3,60, Na_2O 2,07, K_2O 0,32, TiO_2, Cr_2O_3, MnO gefunden, aber nicht bestimmt; Sa. 100,95 und nach Abzug von 0,68 O Verlust für S 100,27. Spez. Gew. 3,63. v. Wolff.

Henry A. Ward: Columbian Meteorite Localities: Santa Rosa, Rasgata, Tocavita. (Amer. Journ. of Sc. **23**. 1907. p. 1—8.)

In den columbischen Meteoritenfundorten herrscht in der Literatur eine große Verwirrung. Kurz vor seinem Tode (4. Juli 1906) unternahm der verdiente Forscher und Förderer der Meteoritenkunde H. Ward zur Klärung dieser Verhältnisse, und um womöglich die Santa Rosa-Masse zu erwerben eine Reise nach Südamerika. Die vorliegende Arbeit entstammt seinem Nachlaß und wurde von seinem Assistenten Ch. G. Gilbert veröffentlicht. Der letzte Versuch, Klarheit in diese Meteoritenfundpunkte zu bringen, rührte von Cohen her; er unterschied drei verschiedene columbische Eisen:

I. Santa Rosa: Breccienhafter Oktaedrit, Zacatecas-Gruppe (obz). Die große Masse in der genannten Stadt und Bruchstücke, von Reiss und Stübel nach Europa gebracht, gehören ihm an.

II. Tocavita: Oktaedrit mit feinsten Lamellen (off). Hierher gehören die Stücke, die Rivero und Boussingault auf der Tocavita-Anhöhe gesammelt haben.

III. Rasgata: Ataxit, Nodagolla-Gruppe (dn). Vertreten durch die Rasgata-Masse, die von Rivero und Boussingault erwähnt wird, dann in vielen Sammlungen unter den Namen Rasgata, Santa Rosa und Tocavita sich findet.

Diese Unterscheidung ist im großen und ganzen richtig, wie die Besichtigung der Fundpunkte ergeben hat.

Santa Rosa de Viterbo, nicht zu verwechseln mit Santa Rosa de Antioquia, nordwestlich Bogota, liegt 53 Leguen, nordöstlich von Bogotà, der Tocabita-Berg erhebt sich im Hintergrund der Stadt in einer Entfernung von einer Meile. Die Eisenmasse ruhte auf einer Säule auf dem Marktplatz des Ortes, ihr Gewicht beträgt nur 612,5 kg. Sie ist jetzt in das Nationalmuseum zu Bogota geschafft worden, nachdem ein Stück von 150 kg an Ward abgegeben wurde. An einer von diesem Stück stammenden Probe konnte Brezina feststellen, daß die von Cohen für Santa Rosa gegebene Beschreibung genau für dieselbe zutrifft. Der Überlieferung nach soll diese Eisenmasse vom Tocavita-Berg stammen.

Rasgata liegt bei Apaquira, 10 Leguen von Bogotà, nur wenig westlich der Linie Bogotà—Santa Rosa. Auch für dieses Eisen treffen die Angaben Cohen's zu. Unsicher bleibt dagegen der Oktaedrit mit feinsten Lamellen von Tocavita. Weder in Santa Rosa de Viterbo noch im Nationalmuseum zu Bogota fand sich eine Spur davon. Auch waren keine Nachrichten darüber aufzutreiben. Die von Rivero und Boussignault gesammelten Stücke sind die einzigen verbürgten Funde eines derartigen Eisens (off) in dieser Gegend. v. Wolff.

O. C. Farrington: Meteorite Studies. II. (Field Columbian Museum. 3. No. 6. 1907. p. 111—129. Taf. XXIX—XLI.)

Die Arbeit bringt eine eingehende Beschreibung der Gestalt und der Beschaffenheit, besonders der Kruste, von acht Meteoriten. Aus den detaillierten Angaben sei folgendes hervorgehoben:

1. Bath Furnace. Das Stück des Field Columbian Museums hat eine unregelmäßig diskusartige Gestalt mit Kruste und exzentrisch verlaufenden Flußlinien. Die 2—3 mm dicke Kruste zeigt die Tschermakschen Zonen undeutlich. Der Stein selbst besteht aus Silikaten mit Eisenflecken und Metallkörnern. Letztere sind mehr Troilit als Nickeleisen, dazu kommt spärlich Graphit. Chondren aus Olivin und Glas, oder aus faserigem Enstatit, auch aus beiden Mineralien gleichzeitig, sowie einzelne Kristallbruchstücke in trüber glasiger Grundmasse setzen die Hauptmasse des Steins zusammen. Eine Besichtigung der Fundstelle führte zu dem Ergebnis, daß der Stein nahezu senkrecht gefallen sein muß.

2. Chupaderos. Vereinigt man die beiden Massen, in etwas anderer Weise als Daubrée, mit ihren Bruchflächen, so gelangt man zur richtigen ehemaligen Gestalt des Meteoriten. Dieselbe war breittafelförmig mit unregelmäßigen Umrissen, 3,6 m : 2,1 m, Gewicht 20881 kg.

3. Iron Creek. Ein orientierter Meteorit von flachkegeliger Gestalt, Höhe 22 cm, Durchmesser 56 cm. Die Basis ist konkav, die Seiten konvex. Die Oberfläche weist zahlreiche, flach napfförmige Vertiefungen auf. Dieser Name ist der viel gebrauchten Bezeichnung „Victoria“ vorzuziehen, denn die Missionsstation, die ehemals diesen Namen führte, heißt jetzt Papan und liegt 150 Meilen von der Fundstelle entfernt, während

der „Iron Creek“ nur in einer Entfernung von 25 Meilen vorüberfließt und von den Indianern nach diesem Eisen benannt wurde.

4. Lampa, Chile. Die Fundstelle liegt in der Sierra de Chicauma bei Lampa 33°15′ südlicher Breite und 71° westlicher Länge. Aus den vorhandenen Bruchstücken läßt sich die einstige Gestalt des Steines als etwa ein kurzer Zylinder von 10 cm Höhe und 15 cm Durchmesser rekonstruieren. Spez. Gew. 3,4005. Von abweichender Beschaffenheit ist die Kruste. Die äußere, 1 mm dicke, dunkelbraune Zone ist undurchsichtig und blasig, die innere, bis 3 mm dicke, halbdurchsichtige und mehr graugefärbte dagegen reich an faserigen Mikrolithen mit gelegentlichen Olivinkörnern. Parallel zur Kante verlaufen darunter zahlreiche Spaltrisse, vielfach sich verästelnd, die Struktur des Steines ist unverändert geblieben. Chondren und Kristallbruchstücke von Olivin (Chrysolith), Nickeleisen und Troilit sind seine Bestandteile.

5. Mejillones. Das Stück des Museums ist kein breccienähnlicher Hexaedrit, sondern wahrscheinlich ein Mesosiderit. Unter dem Namen „Mejillones“ gehen zwei verschiedene Arten, die als Eisen und als Eisensteinmeteorit auseinandergehalten werden müssen. Zu der ersten Art gehört nur das Stück der Pariser Sammlung, das von Domeyko herstammt. Die Angaben der Literatur sind danach zu berichtigen.

6. Modoc. Die Nachrichten, die von Augenzeugen über diesen Fall gesammelt werden konnten, lassen erkennen, daß der Meteorit über Tribune explodierte und noch 40 Meilen seine Bahn fortsetzte, ehe er niederging. Die gefallenen Steine nehmen längs dieser von W.—O. geraden Linie an Größe zu.

7. Ponca Creek. Der Name „Dakota“ für diesen Meteoriten ist durch ein falsches Einsetzen eines Kommas in die Fundortbezeichnung Dakota Indian Territory hinter Dakota entstanden. Die Ponca-Indianer, von denen man den Meteoriten erhalten hat, gehören zum Stamme der Dakota-Indianer und hatten damals ihre Reservation am Ponca Creek in Nebraska, diese Bezeichnung ist richtiger.

8. Saline. Die früheren Angaben über die Beschaffenheit der Oberfläche dieses Meteoriten werden durch weitere Beobachtungen ergänzt. Der metallische Anteil ist etwa $\frac{1}{4}$ der ganzen Masse, die Chondren bestehen entweder nur aus Olivin oder Enstatit, oder aus beiden gleichzeitig. Die dunkle äußere, glasige Schmelzzone ist 0,8 mm, die Imprägnationszone mit Olivinresten 4 mm dick.

9. Weston. Der am 14. Dez. 1807 zu Weston, Connecticut, gefallene Meteorit läßt eine gesetzmäßige Verteilung der Steine nicht erkennen. Er flog gegen S. 7° W. Die kleineren Steine fielen zuerst.

v. Wolff.

O. C. Farrington: Analysis of „Iron Shale" from Coon Mountain, Arizona. (Amer. Journ. of Sc. **22**. 1906. p. 303—309.)

Verf. untersucht die sogen. Eisenschalen, die aus oxydischem Eisen bestehen und mit dem Canyon Diablo-Eisen zusammen am Coon Mountain, einer kraterförmigen Erhebung in Arizona, vorkommen. Sie finden sich in der Umgebung des Kraters über die Ebene verstreut an der Oberfläche und im Boden. Außerdem kommen dort Schalenkugeln aus Eisenoxyd, zuweilen mit Eisenkern, vor. Diese Schalen, ebenso wie die der Kugeln, sind von gleichmäßig dunkelbrauner Farbe und besitzen eine blätterige Struktur, die einzelnen Lagen werden bis 1 mm dick und werden von dünnen Schichten von bräunlichweißem Aragonit verkittet. Sie verhalten sich magnetisch und geben erhitzt Wasser ab. Die Substanz besteht daher weder aus reinem Magneteisen noch aus Brauneisen.

Die Analyse von H. W. Nichols ergab:

Fe_2O_3 74,63, FeO 3,91, NiO 9,79, Co 0,49, CuO 0,00, CaO 1,27, MgO 0,00, H_2O 8,02, SiO_2 1,09, CO_2 0,35, Al_2O_3 0,05, SO_2 0,00, S Sp., P_2O_5 0,00, P 0,10, C 0,15, Cl 0,08; Sa. 99,93. O = Cl 0,01, O = P 0,15; Sa. 99,77. Spez. Gew. 3,73.

Die Analyse bestätigt die Ansicht, daß diese Eisenoxydschalen aus der Oxydation von Meteoreisen entstanden sind.

Sie kann in folgender Weise aufgerechnet werden, wenn man die unwichtigen Bestandteile vernachlässigt: Brauneisen 52,99, Magneteisen 42,39, Schreibersit 0,64, Graphit 0,15, Lawrencit 0,14, Aragonit 0,80, Andradit 2,45, Quarz 0,21; Sa. 99,77.

Andradit ist zwar nicht beobachtet, doch wird seine Anwesenheit aus dem nach Abzug der übrigen Bestandteile verbleibenden Restgehalt an Kalk, Eisen und Kieselsäure geschlossen.

Bemerkenswert ist ferner, daß, von den normalen akzessorischen Bestandteilen des Canyon Diablo-Eisens, Troilit, Graphit, Cohenit, Schreibersit, der Troilit in den Schalen und Schalenkugeln zu Sulfaten oxydiert und vollständig ausgelaugt ist, da S bis auf Spuren fehlt. Der Phosphorgehalt weist noch auf Schreibersit, der C-Gehalt auf Graphit- oder Cohenitreste hin. Der Nickelgehalt ist höher als bei dem normalen Eisen, diese Anreicherung ist durch die geringere Löslichkeit des Nickels dem Eisen gegenüber zu erklären. Der Chlorgehalt zeigt die Gegenwart von Lawrencit an, der in feuchter Luft eine dauernde Oxydation nach der Formel vermittelt:

$$6\,FeCl_2 + 3\,O + 3\,H_2O = Fe_2(OH)_6 + 4\,FeCl$$
$$4\,FeCl + 2\,Fe = 6\,FeCl_2 \text{ usw.}$$

und die Ursache der weitgehenden Oxydation ist. v. Wolff.

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Senouque: Sur la diminution de l'intensité du champ magnétique terrestre en fonction de l'altitude, dans le massif du Mont Blanc. (Compt. rend. **144**. 535—538. 1907.)

Verf. hat für Orte von verschiedener Höhenlage im Montblanc-Gebiet die magnetische Deklination und Inklination gemessen und die Daten auf 1. Sept. 1906 zurückgeführt. Die hieraus abgeleiteten horizontalen Kraftkomponenten vergleicht er mit den aus den geographischen Längen und Breiten berechneten und findet, daß die ersteren oberhalb einer gewissen Höhenlage stets kleiner als die letzteren sind und daß die Differenz proportional der Höhe wächst. Die gemessenen Inklinationswinkel sind oberhalb einer gewissen Höhenlage größer als die berechneten und zeigen Abweichungen von letzteren, welche wieder annähernd proportional der Höhe ansteigen. Die Vertikalkomponenten und die Totalintensitäten vermindern sich mit zunehmender Höhe. Es scheint also mit letzterer im Montblanc-Gebiet eine Abnahme der erdmagnetischen Feldstärke verbunden, denn an lokale Anomalien kann man in Anbetracht der zahlenmäßig festgestellten Regelmäßigkeiten nicht wohl denken.

Dem Ref. erscheinen die Abweichungen der mitgeteilten Zahlen von der behaupteten Proportionalität doch ziemlich groß und die Zahl der Beobachtungsorte etwas klein. **Johnsen.**

F. Leprince-Ringuet: Mesures géothermiques effectuées dans le bassin du Pas-de-Calais. (Compt. rend. **144**. 347—349. 1907.)

Südlich vom Bassin der Straße von Calais wurden Temperaturmessungen bis zu Tiefen von 1400 m ausgeführt; die verschiedenen Niveaus gehören der Kreide, dem Carbon, Devon und Silur an. Für Devon und Silur ergab sich eine mittlere Tiefenstufe von

56,6 m, ein außerordentlich hoher Betrag. Nimmt man den Wärmestrom längs der Lotlinie in allen Tiefen bis 1500 m als konstant an, so ist derselbe pro Querschnittseinheit $q = K\frac{dV}{dh}$, wo K die Leitfähigkeit, V die Temperatur und h die Tiefe ist. Da nun die geothermische Tiefenstufe $n = \frac{dh}{dV}$ ist, so ergibt sich $n = \frac{K}{q}$. Es folgt also aus obiger Tiefenstufe eine besonders große Leitfähigkeit jener Devon- und Silurschichten, welche durch Tonschiefer und quarzitischen Sandstein repräsentiert werden. **Johnsen.**

W. H. Hobbs: The grand eruption of Vesuvius in 1906. (Journ. of Geol. **14**. 636—655. Chicago 1906.)

Hobbs bespricht nach einem kurzen Rückblick auf die bedeutendsten früheren Ausbrüche des Vesuv denjenigen vom April 1906, den größten seit der Eruption vom 15.—19. Dezember 1631, und streift zum Schluß die etwaigen zeitlichen Beziehungen zwischen Vulkanausbrüchen und Erdbeben. **Johnsen.**

W. W. Atwood: Red Mountain, Arizona: a dissected volcanic cone. (Journ. of Geol. **14**. 138—146. Chicago 1906.)

Dreißig Meilen nordwestlich des Dorfes Flagstaff in Arizona erhebt sich im randlichen Teil des San Francisco-Gebirges ein schlanker Tuffkegel, der „Rote Berg", über 700 Fuß über das Plateau und 7750 Fuß über den Seespiegel. In spättertiärer Zeit erfolgte hier ein vulkanischer Ausbruch, die Asche fiel auf ziemlich ebenes Gelände, türmte sich dann aber mit immer steilerem Böschungswinkel auf. Der aus kondensiertem vulkanischen Wasserdampf entstandene Regen sowie spätere Niederschläge schnitten tiefe radiale Furchen in die Hänge des Kegels ein und so sieht man die einzelnen Aschenschichten im Profil aufgeschlossen, ihre Zahl weist auf Tausende von einzelnen Eruptionen hin. Durch hinabfließende Wasserströme sind nach Art der Erdpyramiden Tuffkegel herauspräpariert, die einen Lavablock als Kappe tragen. Das Material repräsentiert bald feinste Asche, bald Bomben und Blöcke von 4 Fuß Maximaldurchmesser; es ist ein dunkelroter, porphyrisch struierter Andesit, der Einsprenglinge von Labradorit (bis 1 Zoll Durchmesser), Pyroxen, Hornblende und Magnetit führt. Die Bildung der großen Einsprenglinge steigert nach Chamberlin und Salisbury in hohem Maße den Gasdruck im Magma und bildet dadurch eine der Ursachen des Ausbruches! Die Gaseinschlüsse des gesamten Gesteins (I) sowie der Pyroxene (II) wurden analysiert; 1 Volum von I führt 6,37 Gas [von Atmosphärendruck. Ref.], 1 Volum von II gibt 1,11 Volume Gas.

	I.	II.
H_2S	0,01	8,90
CO_2	80,38	62,62
CO	9,02	14,46
CH_4	4,72	1,30
H_2	1,84	7,01
N_2	4,00	5,71
Sa.	99,97	100,00

[Interessant ist u. a. besonders die außerordentliche Anreicherung von H_2S und von H_2 in den Pyroxenen gegenüber dem übrigen Gestein. Ref.]

Johnsen.

D. Girasoli: Analisi delle ceneri emesse nell'eruzione vesuviana dell' aprile 1906. (Atti R. Istituto d'Incoraggiamento di Napoli. (6.) 4. Napoli 1907. 7 p.)

Die am 4. und 5. April 1906 gefallene gröbere Vesuvasche ist vom Verf. dadurch untersucht, daß er dieselbe mit schwachen und starken Magneten behandelte und so zerlegte. Die ganz feine Asche war unmöglich zu zerlegen. Die vom Magneten angezogene Portion bestand hauptsächlich aus Magnetit, Lavatrümmern, Glassubstanz, Augit, Olivin, aber auch etwas Feldspat und Leucit. Ein Elektromagnet von 10 Ampere zog dieselben Mineralien an, bei 20 Ampere fanden sich Glas und Leucit nebst Feldspat. Im Rest waren sehr wenig gefärbtes Glas und die feldspatartigen Gemengteile. Alle diese Portionen sind in einen von NHO_3 löslichen und einen unlöslichen Teil zerlegt und diese analysiert. Da es keineswegs reines Material war, so lohnt es nicht, die Zahlentabellen wiederzugeben.

Deecke.

Ph. Glangeaud: Des divers modes de l'activité volcanique dans la chaîne des Puys. (Compt. rend. **144**. 403—405. 1907.)

Hinsichtlich der Form, des Alters und der petrographischen und chemischen Beschaffenheit kann man in der Kette der Puys die aus sauren Gesteinen (Domiten) aufgebauten Vulkane von den jüngeren Kratern unterscheiden, welche basischeres Material geliefert haben. Die ersteren sind vielleicht nicht so vereinzelt und unabhängig, wie es scheint, da vieles durch die Ergüsse der jüngeren Vulkane verdeckt sein mag, vor deren Auftreten das Gebiet dem Siebengebirge auffallend geähnelt haben muß. Die zweite Gruppe zeigt mannigfache Typen, z. T. auch vulkanische Spalten, längs denen ruhige Lavaergüsse ohne beträchtliche Auswürfe erfolgten, Schlackenkegel, übereinander geschachtelte Kegel (konzentrisch oder exzentrisch), Kegel mit Adventivkratern und Explosionskratere, wie z. B. den Puy de l'Enfer. Dazu treten nicht weniger als 14 vulkanische Seen, von denen die einen alte Krater einnehmen, während die anderen aus der Absperrung einer Talpartie durch Auswürfe oder Ergüsse hervorgingen.

Johnsen.

G. Deprat: Les volcans du Logudoro et du Campo d'Ozieri (Sardaigne). (Compt. rend. **144**. 1182—1185. 1907.)

Verf. schildert die jüngsten vulkanischen Bildungen des nordwestlichen Sardiniens. Das Gebiet des Logudoro und des Campo d'Ozieri, welches jene Bildungen einschließt, ist im Süden durch die gewaltigen Basaltdecken des Plateaus von Campedu und der Mte. Ferru-Gruppe begrenzt, im Westen und Norden durch die vulkanischen Bildungen von Villanova, Monteleone und der Angloma, nämlich Liparite, Trachyte, Andesite, Basalte und Limburgite; im Osten schließlich durch den kristallinen Komplex des Zentralgebietes. Die Vulkankegel obiger Gegend sind an zwei Bruchlinien gefesselt; die Gesteine dieser jüngsten vulkanischen Phase Sardiniens sind Andesite, Labradorite, Basalte und Hypersthenbasalte.

Es werden drei Gruppen unterschieden. Die erste umfaßt die Basalt- und Labradoritdecken von Padria, Giave und des Plateaus von Campedu. Krater sind nicht zu beobachten. Die Decken der zweiten Gruppe überlagern oft die vorigen, es sind die olivinreichen Basalte der Vulkane von Pozzomaggiore, Bonorva, Giave, Tiesi. Die Kegel der dritten Gruppe sind besser erhalten als die vorigen; die Gesteine sind weniger reich an Olivin und nähern sich mehr dem Andesitcharakter. Im ganzen finden sich in obigem Gebiete nicht weniger als 15 bedeutende Vulkankegel. **Johnsen.**

K. Sapper: Über einige isländische Lavavulkane. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -104—109-. 3 Fig. 1907.)

Von drei schildförmigen Lavavulkanen auf Island, die Verf. besuchte, hält er nur für den kleinsten, den Burfell bei Hlidarendi, einen 50 m über die Hochebene sich erhebenden kleinen Hügel mit drei wohlentwickelten, relativ großen Krateren die Entstehung durch einmaligen Erguß für wahrscheinlich; die beiden anderen größeren, den Selvogsheidi auf der Halbinsel Reykjanes und den Lyngdalsheidi östlich von Thingvallavatn, erklärt er mit Thoroddsen und im Gegensatz zu v. Knebel durch die Aufeinanderlagerung zahlreicher, von einem zentralen Krater ausgeflossener Lavaströme aufgebaut. Ein hohes Maß von Dünnflüssigkeit der Lava würde sowohl die gleichförmige Oberflächengestaltung wie auch die oft sehr dünnbankige Lagerung erklären. **Milch.**

C. E. Dutton: Volcanos and radioactivity. (Journ. of Geol. **14**. 259—268. Chicago 1906.)

Verf. weist auf die Versuche von Elster und Geitel hin, nach denen 3300 cm^3 Gartenerde eine meßbare, und zwar recht beträchtliche Ionisierung der Luft bewirken und mithin eine bestimmte Radiumemanation aufweisen dürften. Diese und andere Versuche lassen die gesamte Erdradioaktivität annähernd berechnen, und da nun

nach Berechnungen von Rutherford die durch Leitung und Strahlung in den Weltraum abgegebene Erdwärme der Energie von $4{,}1 \times 10^{-14}$ g Radium äquivalent ist, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die durch Erdradioaktivität erzeugte Wärmemenge etwa doppelt so groß ist als die gleichzeitige Wärmeabgabe der Erde. Danach scheint sich die letztere in einem Zustand kontinuierlicher Erwärmung zu befinden, die in gewissen Tiefen zur Verflüssigung von Gesteinen führen und die vulkanischen Erscheinungen zur Folge haben kann. **Johnsen.**

G. D. Louderback: The relation of radioactivity to vulcanism. (Journ. of Geol. **14**. 747—757. Chicago 1906.)

Seit der Veröffentlichung von Dutton über Radioaktivität und Vulkanismus ist eine Untersuchung von R. J. Strutt erschienen, welche die Radioaktivität der Eruptivgesteine betrifft und die Ausführungen Dutton's über die Beziehung zwischen Wärmeerzeugung und Wärmeabgabe der Erde stützt. Alle Eruptivgesteine erwiesen sich als merklich radioaktiv, am meisten die Granite und Syenite, am wenigsten die Basalte und die basischen Extreme. Es enthält 1 cm³ Gestein $1{,}84 \times 10^{-12}$ bis $25{,}5 \times 10^{-12}$ g Radium. Strutt findet, daß wenn man Gleichgewicht zwischen Wärmeerzeugung und Wärmeabgabe der Erde annimmt und die erzeugte Wärme nur dem Radium zuschreibt (in Wirklichkeit kommen Uranium und Thorium hinzu), der Radiumgehalt pro 1 cm³ nicht über $1{,}75 \times 10^{-13}$ hinausgehen darf. Nimmt man den mittleren Radiumgehalt der Gesteine (auf Grund obiger Erfahrungstatsachen) $= 5 \times 10^{-12}$ g pro 1 cm³ an, so können radioaktive Gesteine nur bis 45 Meilen unter die Erdoberfläche hinabreichen, um den gegenwärtigen Temperaturgradienten der Erde zu liefern. Nimmt man speziell granitische Gesteine an, so genügen 5—6 Meilen, nimmt man Basalte an, so sind etwa 96 Meilen erforderlich. Das Mittel ist also etwa 45 Meilen und stimmt gut mit der Tatsache überein, daß Milne aus dem Studium der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von Erdbebenwellen auf eine Zustandsänderung des Erdinnern bei etwa 30 Meilen Tiefe schloß.

Sodann diskutiert Verf. die Dutton'sche Hypothese, nach welcher die vulkanische Tätigkeit auf lokaler Anreicherung der Wärme erzeugenden radioaktiven Substanzen in Erdtiefen von nur 1—$2\frac{1}{2}$ Meilen zurückzuführen sei, und kommt zu dem Schluß, daß jene Hypothese nicht haltbar ist, da infolge chemischer Differenzen aus geschmolzenen Sedimenten keine Eruptivgesteine von der gewöhnlichen Art entstehen können und da die die Schmelzung verursachenden radioaktiven Substanzen in den Laven ganz besonders angereichert sein müßten, was nicht der Fall.

Auch die übliche Annahme von einstigen hohen Temperaturen der Erde hält Verf. auf Grund obiger Berechnungen für

bedenklich und pflichtet daher der Aggregationshypothese bei [diese Hypothese führt aber infolge des Übergangs von kinetischer Energie in Wärme ebenfalls zu sehr hohen Anfangstemperaturen! Ref.].

Johnsen.

H. Leutz: Die süddeutschen Erdbeben im Frühjahre 1903. (Verh. d. naturw. Vereins Karlsruhe. **18**. 1905. 205—225. Mit 1 Karte.)

Am 22. März 1903 morgens 6 Uhr, sowie mittags und abends, wurde an vielen Orten der bayrischen Pfalz, Badens und des Elsaß ein Erdbeben verspürt, das von der Gegend von Kandel (Pfalz) ausging. Einen Herd gleicher Lage hatte das Beben vom 24. Jan. 1880, doch übertraf dieses das von 1903 zwar nicht an Stärke der Erschütterung, wohl aber an Ausdehnung. Verf. gibt eine Liste, wo und wann der Stoß verspürt wurde und führt eine Anzahl Berichte von Zeugen auf. Das Beben ist von Seismometern in Straßburg, Göttingen und Leipzig verzeichnet. Aus den Aufzeichnungen ergibt sich eine Geschwindigkeit der Erdbebenwellen von 3485 resp. 3385 m in der Sekunde. Die Beben setzten sich in dem erschütterten Gebiete noch fort, machten sich aber z. T. auch in anderen Teilen des Schüttergebietes von 1880 bemerkbar. Kandel hatte noch am 22. Juli 1903 ein starkes Erdbeben.

All diese Erdstöße sind als eine Äußerung der fortgesetzten Senkungsbewegungen im oberrheinischen Gebirgssystem zu betrachten.

Otto Wilckens.

St. Taber: Some local effects of the San Francisco earthquake. (Journ. of Geol. **14**. 303—315. Chicago 1906.)

Das Hauptschüttergebiet des San Francisco-Erdbebens vom 18. April 1906 stellt ein schmales, längs der Pacific-Küste von NW. nach SO. verlaufendes Areal von 200 × 40 Meilen dar. Dasselbe kann auf den geologischen Bau der Umgegend zurückgeführt werden. Die Haupttäler Californiens werden nämlich durch ein System paralleler Verwerfungslinien veranlaßt, das von NO. nach SW. hinzieht. An eine dieser Linien war die Haupterschütterung geknüpft. Man beobachtet Zerreißungen und Verschiebungen von Gartenzäunen, Entwurzelung von großen Bäumen, Aufreißungen von Straßen und Lockerung der Steine von Mauern längs jener Verwerfungslinie.

Johnsen.

Wm. H. Hobbs: Some Topographic Features Formed ad the Time of Earthquakes and the Origin of Mounds in the Gulf Plain. (Amer. Journ. of Sc. **173**. 241—256. 5 Fig. 1907.)

Verf. stellt die in der Literatur geschilderten Verhältnisse der sogen. Schlammvulkane, Sandsteingänge und verwandter Erscheinungen zusammen, legt besonderes Gewicht auf den von der petrographischen

Beschaffenheit der Oberfläche abweichenden Aufbau, die reihenweise, mit Bruchlinien zusammenfallende Anordnung und den mehrfach beobachteten Zusammenhang der Entstehung resp. der Tätigkeit von Schlammvulkanen mit Erdbeben und kommt zu dem Ergebnis, daß sie auf Störungen der Grundwasser- und Gassysteme durch Erdbeben zurückgeführt werden müssen. In der Gegenwart bilden sich Schlamm- und Sandhügel nur dort, wo orographische Schollen im Sinken sind, was mit ihrer Häufigkeit in Deltaregionen übereinstimmt. Es stimmt dies ferner vollkommen mit den Ergebnissen der bradyseismischen Studien überein; alle Küstenlinien der Kontinente sind gegenwärtig in Hebung begriffen, mit deutlicher Ausnahme der Deltagebiete der großen Ströme. **Milch.**

R. A. Daly: The Limeless Ocean of Pre-Cambrian Time. (Amer. Journ. of Sc. **173**. 93—115. 1907.)

Verf. sucht für die auffallende Tatsache, daß die gewaltigen Sedimentmassen des Präcambriums (von der Beltina Danai abgesehen) nahezu frei von organischen Resten sind, während das Cambrium eine hochentwickelte Fauna aufweist, eine neue Erklärung; die bisherigen Annahmen: 1. Zerstörung der organischen Reste durch dynamische Einwirkung auf die Gesteine; 2. Hypothese von W. K. Brooks im Journal of Geology. **2**. 455. 1894, nach der die zunächst schalenlosen pelagischen Tiere erst zum Beginn des Cambriums die Küstenzone besiedelt und infolge des hier heftig werdenden Kampfes um das Dasein eine rapide Entwicklung durchgemacht hätten, die zur Bildung von Hartteilen geführt habe, genügen ihm nicht.

Unter Berufung auf die Experimente von Irvine und Woodhead, Murray und Irvine (dies. Jahrb. 1892. II. -248—250-) und anderen, sowie Andrussow's Untersuchungen der Verhältnisse des Schwarzen Meeres, unter Zugrundelegung der Evolutionshypothese und der Ergebnisse der geologischen Forschung für das Eozoicum geht Verf. von folgenden Voraussetzungen aus:

1. Das präcambrische Meer war erfüllt von schalenlosen, pelagisch lebenden Tieren, deren Körper, da eigentliche Raubtiere noch nicht entwickelt waren, nach dem Tode in großen Massen zu Boden sanken und dort unter Mitwirkung der Bakterien verfaulten. 2. Das bei dem Fäulnisprozeß in großer Menge entstehende Ammoniumcarbonat vermag aus dem Meerwasser das gesamte Calcium als $CaCO^3$ und einen großen Teil des Magnesiums als basisches Carbonat zu fällen; die Fällung des Magnesiums wird erleichtert durch Zurücktreten oder Fehlen gelöster Kalksalze.

Verf. nimmt nun an, daß die vom Azoicum her im Meerwasser befindlichen Kalksalze im Eozoicum bald nach Auftreten der Organismen ausgefällt wurden, so daß das Wasser in dieser Zeit tatsächlich kalkfrei und eine Ausscheidung kalkiger Hartteile mithin unmöglich war — der Nachweis, daß Vertreter der Haupttypen der marinen Tiere im Seewasser leben können, dem Kalksalze gänzlich entzogen sind, ist durch Irvine und Woodhead (Proc. Royal Soc. of Edinburgh. **16**. 324. 1889) geführt worden.

In dieser Zeit konnten nur chitinöse Schalen und Skelette gebildet werden, die naturgemäß für eine Erhaltung durchaus ungeeignet waren.

Gegen das Ende des Eozoicums machte sich eine gewaltige Gebirgsbildung, begleitet von einem sehr bedeutenden Anwachsen des Festlandes, geltend; die auf trocken gelegte Kalke und basische Eruptivgesteine einwirkende Verwitterung führte dem Meere soviel Kalk an, daß eine fundamentale Änderung der Lebensbedingungen der marinen Tiere stattfand; auch später war das Verhältnis von Land zu Meer stets derartig, daß ein bedeutender Überschuß von Kalk über das von dem Ammoniumcarbonat geforderte Quantum vorhanden war, der die Ausscheidung von kalkigen Hartteilen gestattete. Die kalkig-chitinösen Panzer der cambrischen und ordovicischen Trilobiten und die entsprechend aufgebauten Schalen der gleichalterigen Brachiopoden bilden den Übergang zwischen der eozoischen Tierwelt mit vorherrschend weichem Körper und der postcambrischen mit überwiegend kalkigen Hartteilen.

Aus den gleichen Annahmen und Beobachtungen erklärt sich auch die Häufigkeit von Dolomiten, magnesiumreichen Kalken und Tonen etc.; auch die Magnesiumsalze wurden durch das bei der Fäulnis sich entwickelnde Ammoncarbonat ausgefällt, und zwar um so leichter, da das Meer des Eozoicum nahezu frei von Kalksalzen war; mit der Zunahme des Kalkes im Meer in den späteren Zeiten mußten auch $MgCO^3$-reiche Gesteine seltener werden. Für die Entstehung des „Dolomit“ wird auf die Möglichkeit der Einwirkung des $MgSO^4$-haltigen Wassers auf das ausgefällte $CaCO^3$ hingewiesen in dem Sinne, daß ein Teil des ausgefällten $CaCO^3$ durch $MgCO^3$ ersetzt wurde. Auch die Sideritlagerstätten des Eozoicum, sowie die sie begleitenden Kieselgesteine und Jaspis werden auf den gleichen Vorgang zurückgeführt; als Beweis für die gewaltige Entwicklung der Tierwelt wird auf die aus eozoischen Sedimenten austretenden Petroleumvorkommen und Gasemanationen hingewiesen.

Milch.

Petrographie.

A. Fleischer: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basalts beim langsamen Erstarren. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -122—131-. 1907.)

C. Doelter: Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren. (Ibid. -217—220-.)

A. Fleischer: Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. (Ibid. -317—321-.)

1. A. Fleischer kam zu der Überzeugung, daß die bekannten Versuche von Barus und Doelter über das Verhältnis der spezifischen Gewichte von Silikaten und ihren Schmelzen teils durch Anwendung zu geringer Mengen, teils durch schädliche Einflüsse von Gasen mit Fehlern behaftet seien und stellte demgemäß Versuche an größeren Mengen von Basalten

an (über 4 kg), die er von Gasen möglichst durch viermalige Schmelzung zu befreien suchte. Für derartige Versuche geeignet erwiesen sich in Graphittiegel eingesetzte dünne Porzellantiegel. Bei diesen Untersuchungen ergab sich folgendes:

Stets blieben die oberen, noch nicht geschmolzenen, aber gesinterten Stücke auf der Schmelze liegen; auf die hellgelbglühende Schmelze auffallende Stücke von blasenfreiem, durch Umschmelzung gewonnenem Basalt von appr. 30 g Gewicht waren bei fortgesetzter Erhitzung noch nach 40 Minuten auf der Oberfläche deutlich sichtbar, ebenso verhielten sich größere Stücke von 60—70 g, die nach dem Erkalten deutlich über die glatte Oberfläche herausragten, mit ihr aber gut verschmolzen waren.

Die Porzellantiegel erhielten niemals beim Erhitzen Sprünge, aber zerbrachen regelmäßig beim Erkalten; hierbei wurde bisweilen unmittelbar über der Oberfläche der Schmelze ein sprungfreier Ring abgesprengt, während der untere Teil der Wandung regelmäßig in kleine Scherben zertrümmert war. „Es kann dies nur auf einer Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren beruhen."

2. C. Doelter bemängelt an den Versuchen A. Fleischer's besonders die Verwendung von geschmolzenem Basalt als Schwimmkörper und spricht Versuchen mit Schwimmkörpern, deren spezifisches Gewicht nicht bedeutend über dem Gewicht der Schmelze liegt, überhaupt jede Beweiskraft ab, da die Ofengase stets den Tiegel durchdringen und den Schwimmkörper nach oben treiben. Auch muß der Schwimmkörper einen höheren Schmelzpunkt besitzen als die Schmelze. Schließlich konstatiert er, daß viele Hunderte von Tiegeln bei seinen und den Versuchen anderer bei der Erstarrung des Schmelzflusses unversehrt geblieben sind.

3. In seiner Erwiderung betont A. Fleischer, daß die von ihm angewendeten Porzellantiegel für Ofengase undurchlässig sind und legt Gewicht auf das Zerspringen des unteren Tiegelteils in kleine Scherben bei jeder von ihm beobachteten Erstarrung der Basaltschmelze. **Milch.**

E. Sommerfeldt: Über den Ursprung des Ammoniaks der Laven. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -193—195-. 1907.)

Verf. ist mit Stocklasa und anderen Forschern der Ansicht, daß Bunsen's Erklärung des Ammoniakgehaltes der Laven durch Verbrennung von organischen, besonders pflanzlichen Stoffen an der Erdoberfläche nicht für alle Fälle zutrifft, sondern daß, wie speziell die letzte Vesuveruption gelehrt hat, ein Teil der Ammoniumderivate in Laven auf anorganische Prozesse zurückzuführen ist. Gegen Stocklasa's Ansicht, das Vorkommen von Ammoniak sei „eine Äußerung der Entgasung des Erdinneren", führt er das Fehlen von Stickstoffverbindungen in Tiefengesteinen an, in denen man, falls das Magma im Erdinneren schon Stickstoff enthielte, Bildungen wie das äußerst beständige Stickstoffsilicium erwarten müßte. Verf. führt

Ammoniak und Ammoniumsalze der Lava auf den Stickstoff der Luft zurück, der in Enklaven von Luft, die im Krater von der schmelzflüssigen Masse umschlossen werden, vielleicht nach folgender Gleichung Ammoniumsalze liefert: $N + H$ (infolge der Dissoziation des Wasserdampfes anzunehmen und mehrfach in vulkanischen Exhalationsprodukten nachgewiesen) $+ 2H^2O + CO = NH^4HCO^3$. Ähnliche Vorgänge sind künstlich nachgeahmt, so die Erzeugung von Ammoniak durch Einblasen von Luft in einen mit Kohle und Carbonaten beschickten Ofen (Mackey und Hutcheson) und durch Überleiten von Luft und Wasserdampf über erhitzten Torf (G. W. Ireland und H. St. Sugden). **Milch.**

H. Pohlig: Zur Lakkolithenfrage. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -278—280-. 1907.)

Verf. hält die Lakkolithenhypothese aus physikalischen Gründen für falsch: die glutflüssigen Massen finden entweder in kompakten Schichten Widerstand genug zu einer geringen Hebung derselben, und diese brechen dann, oder das Hangende ist weiches Material und bietet dann keinen genügenden Widerstand für irgendwelche Art der Hebung.

An ihre Stelle will Verf. eine rein tektonische Erklärung setzen: mehrere Spalten kreuzen sich und schneiden ein Stück der Erdrinde heraus, von dessen Bruchflächen die hauptsächlichsten nach oben nicht konvergieren. Bei der lateralen Pression werden derartige Stücke langsam nach oben gedrängt und bringen eventuell eingelagerte Intrusionen mit herauf, welche vor der Aufwärtsbewegung in der Tiefe von den Hauptbruchspalten aus in die sekundären eindrangen. Das allseitige Einfallen der Schichten nach außen, rings um den „Horst" herum, erklärt Verf. durch Schleppung der Schichten nach oben infolge Aufwärtsbewegung des Horstes. **Milch.**

G. F. Becker: Current Theories of Slaty Cleavage. (Amer. Journ. of Sc. **174**. 1—17. 6 Fig. 1907.)

Verf. hat mehrfach die Ansicht vertreten, daß Schieferung unabhängig von der Anordnung blätteriger Komponenten ist und nicht senkrecht zur Druckrichtung sich bildet, sondern einen Winkel mit dieser Richtung einschließt (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -408-). Er faßt seine Theorie in den Satz zusammen: „that slaty cleavage is due to solid flow attendant upon rotational strains" und verteidigt sie in dem vorliegenden, wesentlich gegen die Abhandlung von Leith, Rock Cleavage (U. S. Geol. Surv. Bull. 239. 1905), gerichteten Aufsatz. Er wendet sich speziell gegen die Annahme von Leith, der diese Theorie nur in den verhältnismäßig seltenen Fällen von „fracture cleavage" (bei Fehlen einer Parallelanordnung blätteriger Gemengteile und bei Abweichung der Schieferungsrichtung

von der Ebene paralleler Anordnung blätteriger Gemengteile) gelten lassen will, aber in den viel häufigeren Fällen von „flow cleavage“ diese durch Rekristallisation hauptsächlich in Ebenen senkrecht zum stärksten Druck erklärt. **Milch.**

E. Düll: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter. (Geogn. Jahreshefte. 1904. 17. 235—247.)

Die Untersuchung bezieht sich auf die von K. Burckardt während seiner Aufnahmen in der Rheinpfalz gesammelten Gesteine. Einerseits handelt es sich um Gesteine aus der Reihe der Quarzporphyre, die als Lakkolithen und Lagergänge auftreten und je nachdem mikrogranitische oder porphyrische Struktur aufweisen. Die Auffassung von Burckardt, daß es sich um intrusive Gesteine, nicht um Deckenergüsse handle, konnte durch die mikroskopische Untersuchung der hangenden Schichten bestätigt werden. Als kontaktmetamorphe Erscheinungen werden aufgefaßt: 1. Eine je nach der Größe zunehmende mechanische Beeinflussung der Quarzkörner in den Sedimenten. 2. Quarzkörneranhäufungen, von Sericithäutchen z. T. durchzogen mit Quarzinfiltrationen. 3. Aus mechanisch stark beeinflußtem eisenreichen Biotit entsteht — offenbar durch die Wirkung überhitzten Wassers — farbloser Glimmer unter Ausscheidung von krümeligem Fe_2O_3. 4. Als pneumatolytische Kontaktwirkung erscheint im tonigen Bindemittel der stärkst veränderten Stellen neugebildeter Turmalin.

Des weiteren galt die Untersuchung Gesteinen aus der Reihe der Augit-Porphyrite, die ident sind mit den „glimmer-(biotit-)armen Augit-Kersantiten“ der preußischen Landesaufnahme, sowie den Diabasporphyriten E. Cohen's. Sie werden als „Cuselite“ zusammengefaßt, deren Hauptmerkmale sind: feinstengelig-diabasische Grundmasse (Feldspate mit geringen Auslöschungsschiefen, Zwischenklemmungen von chloritischer, oft sehr chrysotilähnlicher Substanz, die teils aus Pyroxen, teils aus Biotit hervorgegangen ist; kleine Resteckenausfüllungen von Quarz) mit Einsprenglingen hypidiomorpher Plagioklase von mittlerer Basizität und kleiner tiefbrauner Biotitkristalle. Tiefenformen der Cuselitreihe mit gabbroidem, d. h. grobdiabasischem Typus finden sich in den großen stockartigen Massen von Kiefernkopf, Schneeweiderhof und vom Potschberg.

Als basaltischer Melaphyr wird ein Gestein „am oberen Ausgang der Bohrbachwiese, am Plateau östlich von Lachenpest und Dörnes“ beschrieben.

Die Cuselite stellen ebenso wie die Quarzporphyre intrusive Massen dar; es gelang, im Hangenden der Cuselite kontaktmetamorphe Erscheinungen nachzuweisen ähnlich denen der Quarzporphyre.

Hans Philipp.

L. Finckh: Über einen am 6. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -326—327-. 1907.)

Staubproben aus der Umgegend von Berlin wie aus Groß-Rosainen in Westpreußen bestanden wesentlich aus winzigen Plättchen von Plagioklas und stark pleochroitischem Hypersthen, vereinzelt fand sich monokliner Pyroxen, Biotit und Zirkon — alle Gemengteile waren sehr frisch; Asche vom Mont Pelé und von Santa Maria in Guatemala zeigten auffallende Übereinstimmung mit diesen Proben. Als Heimat kommt keinesfalls der Vesuv in Betracht, vielleicht rührt die Asche von dem großen zentralamerikanischen Vulkangebiet her. **Milch.**

H. Philipp: Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -189—191-. 1907.)

Im mittleren Wiesental, bekannt durch den Gabbro bei Ehrsberg, unterscheidet Verf. zwei Granite: einen älteren, durch Kalifeldspatkristalle porphyrähnlichen, basischen, dessen Biotit vielfach durch Amphibol vertreten ist und der die erwähnten Gabbroide als mitgerissene Blöcke und größere Schollen enthält, und einen jüngeren helleren, gleichmäßig körnigen mit starker Neigung zu Schlierenbildung von syenitischer und biotitdioritischer, häufiger aplitischer Zusammensetzung. In das Gebiet der Granite schiebt sich von SO. eine von zahlreichen Gängen des jüngeren Granits durchzogene „Gneis"partie, die nach Analogie mit dem nördlichen Schwarzwald als Schappachgneise zu kartieren wären. In diesem Gestein beobachtet Verf., „daß die hellen Quarz-Feldspatlagen miteinander anastomisieren und daß sie sich deutlich verfolgen lassen bis zu ihrer Vereinigung mit aplitisch-pegmatitischen Quertrümern und Gängen, die den ganzen ‚Gneis'komplex durchschwärmen". Verf. betrachtet diese ‚Gneise' als „Mischgesteine eines präexistierenden schieferigen Sedimentes bezw. Glimmerschiefers mit aplitischem Magma" und nimmt an, „daß diese Injektion, bezw. Durchtränkung auf pneumatolytischem Wege erfolgt ist", wie er aus dem Auftreten von Turmalin und Muscovit in den zuführenden Adern folgert. **Milch.**

O. H. Erdmansdörfer: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. III. Über Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1907. **28**. 131—140. 1 Taf. 1 Fig.)

In der Umgebung der Plessenburg oberhalb von Ilsenburg liegen im grünen Augitgranit eine Anzahl größerer, vorwiegend aus Tonschieferhornfels bestehende Schollen. In diesen Tonschieferhornfelsen herrscht Cordierit gewöhnlich in Körnern von oft beträcht-

licher Größe, bald einfach, bald verzwillingt, ohne Pleochroismus, sehr reich an gelben Höfen, meist sehr frisch, nur von Sprüngen aus in Pinit im Sinne von GAREIS umgewandelt. Andalusit, das nächst häufigste Mineral, tritt weit hinter Cordierit zurück, ferner findet sich Biotit, Spinell, Apatit, Eisenerz; neu für die Kontaktgesteine des Brockengebietes ist Korund. Schließlich findet sich als Kontaktmineral ein schwach mikroperthitischer Kalifeldspat, seltener Plagioklas. Cordieritreiche, oder nur aus Cordierit bestehende Zonen wechseln lagenweise mit andalusitreichen Zonen. Die chemische Analyse, ausgeführt von HAMPE: SiO^2 56,78, TiO^2 1,23, Al^2O^3 26,44, Fe^2O^3 0,87, FeO 6,65, MgO 1,92, CaO Sp., Na^2O 0,81, K^2O 4,07, H^2O 0,76, SO^3 0,12, P^2O^5 0,12, CO^2 fehlt; Sa. 99,77; spez. Gew. 2,714, zeigt enge Verwandtschaft dieses Gesteins mit LOSSEN's „cordieritgneisartigem Hornfels" vom Meineckenberg, Ilsetal und der „graublauen Cordierit-Spinellmasse" vom Diebesstieg im Eckertal.

Die Verbandsverhältnisse zwischen den Einschlüssen und dem umhüllenden Granit wechseln: bei einem Teil fehlt jede endogene Veränderung im Granit, bei einem anderen findet sich eine selbst um den gleichen Einschluß in der Breite wechselnde Zone eines dunkleren, glimmerreichen, feinkörnigen, granitischen Gesteins, die als „Mischzone" bezeichnet wird, bei einem letzten Teil dringt diese „Mischzone" in dünnen Adern zwischen die einzelnen Schieferlagen.

Mit der Annäherung an die granitdurchtrümerten Partien stellt sich zwischen den Hornfelskomponenten saurer Plagioklas und faseriger Kalifeldspat ein, der nach der Grenze hin an Menge zunimmt, dann nur noch einzelne Cordieritkörner umschließt und schließlich auch von diesen frei wird; quer durch den granitischen Untergrund ziehen auch noch in weiter Entfernung vom Einschluß schmale Streifen aus Biotitblättchen und Spinellkörnchen.

Der granitisch-körnige Untergrund zeigt aplitische Struktur und besteht vorwiegend aus faserigem Kalifeldspat mit untergeordnetem Oligoklas; Quarz fehlt fast völlig.

Zur Erklärung dieser Verbandsverhältnisse nimmt Verf. mit MICHEL-LÉVY an, daß die Injektion granitischen Materials langsamer vonstatten gegangen ist als die von ihm hervorgerufenen Kontaktwirkungen.

Milch.

O. H. Erdmannsdörfer: Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. 16—22. 1907.)

Eine systematische Untersuchung von „Diabasen" der deutschen Mittelgebirge aus Gebieten, in denen sie eng mit Keratophyren verknüpft sind, führte zu dem Ergebnis, daß eine Anzahl von diabasartigen Gesteinen zur Essexit-Theralithreihe gehören. Doch ergab sich, daß diese Gesteine „keineswegs einen festen Typus von bestimmtem

mineralogischem und strukturellem Habitus darstellen, sondern offenbar eine ganze Reihe bilden, die an verschiedenen Orten verschieden entwickelt sein kann, und innerhalb der einzelnen Eruptivgebiete selbst oft verschiedene Typen enthält. Insbesondere muß nachdrücklich darauf hingewiesen werden, daß mit den nach Mineralbestand oder sonstigen Kennzeichen sicher in diese Reihe gehörigen Typen anscheinend überall Gesteine vom strukturellen Habitus der echten Diabase auftreten" (vergl. Teschenite und ophitische Diabase der schlesisch-mährischen Kreide). „Der geologische Befund deutet aber hier ebensowohl wie im Harz und anderwärts darauf hin, daß alle diese verschiedenen Gesteinstypen als Teilprodukte eines gemeinsamen Magmas zu betrachten sind.

Das mehrfache Zusammenvorkommen von Keratophyren und ‚echten Diabasen' ist vielleicht manchmal auf solche Verhältnisse zurückzuführen."

Als charakteristisch für die zur Essexit-Theralithreihe gehörenden diabasähnlichen Gesteine, für die Verf. nach Analogie mit Brögger's Essexitmelaphyren die Bezeichnung Essexitdiabase und Theralithdiabase vorschlägt, wird angeführt:

Führung von Ägirin, Übergang in hornblendeführende Abarten, deren Amphibol dem mancher essexitischer Gesteine entspricht.

Übergang in analcimführende Glieder mit Alkali-Amphibolen oder Agirin und essexitisch-theralithischem Charakter in chemischer Hinsicht.

Häufig zu beobachtende Ausscheidung des Pyroxens vor dem Plagioklas.

Häufige geologische Verknüpfung mit Keratophyren und verwandten Gesteinen.

In ihrem geologischen Auftreten gleichen sie durchaus den echten Diabasen, von denen sich manche auch äußerlich kaum unterscheiden. Sie finden sich als intrusive Lager (Harz, Dillenburg), effusive Lager mit Übergängen in Variolite (Harz), sind mit Gesteinen von diabasporphyritischem Habitus verknüpft (Dillenburg, Lahn), ebenso mit Mandelsteinen und besitzen auch ultrabasische Grenzformen.

Hierhin stellt Verf. die silurischen „Diabase" des Bruchberg-Ackerzuges im Harz; eine Analyse eines analcimfürenden Gesteins von der Rauhen Schacht auf Blatt Riefensbeek ergab: SiO^2 48,47, TiO^2 2,05, Al^2O^3 15,51, Fe^2O^3 2,52, FeO 8,46, MgO 3,83, CaO 6,36, Na^2O 6,26, K^2O 0,44, H^2O 4,38, SO^3 0,31, P^2O^5 0,23, CO^2 1,29; Sa. 100,11. Anal.: Haefke. Spez. Gew. 2,723. Formel nach Osann: $s_{57,97}\ a_5\ c_2\ f_{13}\ n_{9,55}$.

Im rheinischen Schiefergebirge erweisen sich hierher gehörige, von Dörmer (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 594) beschriebene analcimführende Diabase aus der Umgegend von Dillenburg, die wie die Harzer Gesteine Ägirin als Saum um Augit, aber auch selbständig in geringer Menge enthalten, als Glieder einer schön entwickelten Reihe: Quarzkeratophyr (Bicken, Ballersbach), Keratophyre (Lahn, Langenaubach), Lahnporphyre, Essexitdiabase und Theralithdiabase, Pikrite.

Im Fichtelgebirge erscheint nach Gümbel's Beschreibung das Zusammenvorkommen von Keratophyren und Proterobasen bei Hof, sowie

das Gestein vom „heiligen Grab“ wegen seiner chemischen Zusammensetzung und seiner engen Verbindung mit einem Analcimvorkommen verdächtig, ebenso das gleichfalls mit Analcim verbundene, zwischen Proterobas und Keratophyr schwankende Gestein von Neufang. **Milch.**

L. Finckh: Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -22—23-. 1907.)

Ein Teil der Diabasgesteine des Paläozoicums im Vogtlande gehört der foyaitisch-theralithischen Gesteinsreihe an; in die gleiche Gruppe weist ein Camptonit aus dem Ebersdorfer Waldrevier bei Hirschberg. Auch in anderen Gebieten treten theralithische und essexitische Gesteine mit kalkreichen Diabasen und Feldspatbasalten zusammen auf; es finden sich nach seinen Untersuchungen auf Madeira unter den Tiefengesteinsformen der dortigen Basalte und Trachydolerite neben typischen Essexiten alkaliarme, diabasartige Gesteine, auch bei Mawensi am Kilimandscharo erscheinen Feldspatbasalte als Spaltungsprodukte theralithisch-foyaitischer Magmen. **Milch.**

F. Tannhäuser: Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -295—296-. 1907.)

Das Stammagma des bekannten Gabbromassivs von Neurode in Schlesien wird repräsentiert durch olivinfreien Gabbro und olivinfreien Diabas; die übrigen Gesteine sind Differentiationsprodukte. Unter diesen sind für das Neuroder Gebiet neu Anorthosite, Pyroxenite, Gabbroaplite, Spessartite und Gabbropegmatite, während von älteren Angaben der Anorthitgabbro Dathe's, das Anorthitgestein G. Rose's und der Strahlsteingabbro P. Heimann's verworfen werden.

Aus der innigen Verbindung von „Gabbro“ und „Diabas“, aus der gabbroiden Struktur der Diabase und dem Fehlen wulstiger und variolitischer Ausbildung der Diabase wird auf eine intrusive Natur des „Diabases“ geschlossen.

Das Alter des Gabbrozuges wird als oberdevonisch festgelegt: im Ebersdorfer Kalkbruche ist der untere oberdevonische „Hauptkalk“ z. T. durch den Gabbro im Kontakt grobkörnig-kristallin verändert worden, während anderseits bereits im unteren Culm Gabbrogerölle auftreten. **Milch.**

W. Bruhns: Über vulkanische Bomben von Schweppenhausen bei Stromberg am Soonwald. (Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfal. **64**. 1907. 153—161.)

Verf. gelang es, das zuerst von Nöggerath im Jahre 1841 ausführlich beschriebene, später angezweifelte Vorkommen vulkanischer Auswürf-

linge bei Schweppenhausen wieder aufzufinden. Sie bilden eine Schlotbreccie und bestehen aus basaltischem Material, aus Bruchstücken von Granit bezw. Gneis und aus Bomben vom Charakter der Urausscheidungen.

Der zersetzte Basalt ist limburgitisch, die sehr dunkle Grundmasse enthält wenig Glas in einem dichten Gemenge kleiner Augitprismen und Magnetitkörnchen. Als Einschlüsse finden sich Schieferbröckchen und Splitter von Quarz, Feldspat und etwas Biotit.

Der Granit und der Gneis besitzen dieselbe mineralische Zusammensetzung; der letztere zeigt kataklastisches Gefüge. Das Vorkommen von Cordierit und Sillimanit im Gneis ist nicht ganz fraglos. Die Hitzeeinwirkung äußert sich in einer rissigen Auflockerung des Feldspats und des Quarzes, in der Bildung sekundärer Glaseinschlüsse in letzterem, in einer mehr oder weniger intensiven Magnetitbildung auf Kosten des Biotits und in dem Auftreten von gewöhnlich nicht sehr reichlichem Glas. Der Magnetit wird stellenweise von grünem Spinell begleitet. Sowohl die Basaltbrocken wie die Granit- und Gneisstücke sind auf den Sprüngen mit Kalkspat infiltriert.

Als Urausscheidung wird eine aus vorherrschendem Enstatit, daneben aus Olivin, Plagioklas, ziemlich großen Körnern von Apatit, aus Magnetit und wahrscheinlich auch aus Sodalith bestehende Bombe beschrieben. Der Enstatit ist nur stellenweise etwas gelblich gefärbt und schwach pleochroitisch; der Achsenwinkel ist klein, die Achsenebene parallel (010). „Die Spaltbarkeit nach (010) ist sehr vollkommen, die nach (100) nur stellenweise, die nach (110) kaum zu bemerken."

Bergeat.

H. Preiswerk: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Erster Teil der Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen. (Lief. 26. 1 der „Beiträge zur geol. Karte der Schweiz". XVI u. 42 p. 9 Fig. Bern 1907.)

Die den Kalkschiefern des Simplongebietes linsen- und lagerförmig eingelagerten Massen von amphibol-, chlorit-, serpentin- und talkreichen Gesteinen, zusammenfassend als Grünschiefer bezeichnet, entsprechen den Grünen Bündnerschiefern aus dem westlichen Bünden und den pietre verdi der italienischen Geologen. In ihrer Hauptmasse sind sie Umwandlungsprodukte basischer Eruptivgesteine, doch kommen auch auf Tuffe hinweisende Gebilde vor. Geologisch gehören sie z. T. der oberen Trias, z. T. dem unteren Jura an; in beiden Niveaus finden sich in den benachbarten Gebieten der Alpen weniger veränderte basische Ergüsse (obertriadisch in Südtirol, unterjurassisch im Pelvoux-Massiv).

Nach ihrer Verbreitung im Simplongebiet läßt sich erkennen, daß die ursprüngliche Anordnung der basischen Eruptivmassen von der jetzigen Faltenrichtung unabhängig ist, eine Intrusion während und infolge der Auffaltung mithin ausgeschlossen erscheint; die geradlinige Anordnung der

basischen Eruptivkörper führt vielmehr zur Annahme einer Spalte, von der aus am Ende der Triaszeit und während der Jurazeit Eruptivmaterial sich teilweise am Meeresgrunde ergoß, teilweise in die älteren Gneise intrudiert wurde.

Für die ihrem Auftreten nach durch Profile erläuterten einzelnen Vorkommen muß auf das Original verwiesen werden; für die Gesamtheit der Grünschiefer dieses Gebietes mit Einschluß der in früheren Arbeiten beschriebenen hierher gehörigen Gesteine vom Geißpfad und zwischen Visp und Brig ließ sich folgendes feststellen.

Die ursprünglichen Gesteine waren: Gabbro-Diorit, Gabbro, Diabas, Dunit, Wehrlit, Pikrit. Überreste der primären Gemengteile sind selten (diallagartiger Pyroxen im Serpentin bei Visp, violettbräunlicher Pyroxen in Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke, vielleicht manche Eisenerze); häufig finden sich Überreste der primären Struktur: richtungslos körnige Struktur, typische Diabasstruktur (innere Nanzlücke), Kleinerwerden des Korns gegen Einschlüsse etc.

Aus diesen Gesteinen sind durch Umwandlung hervorgegangen: Ungeschieferter massiger Amphibolit, Amphibolitschiefer, Granatamphibolit, Amphibolschiefer, Chloritamphibolit, Ovardit, Serpentingesteine, besonders Antigoritserpentin, Talkgesteine, Serpentintalkgesteine, Topfsteine etc.

Unter den aus Gabbro und Diabas hervorgegangenen Gesteinen ist ein zur gemeinen Hornblende zu rechnender blaugrüner Amphibol sehr verbreitet; die von F. Hinden gegebene Analyse eines derartigen Amphibols von Tschampigenkeller mit einem Winkel der Auslöschungsrichtung auf (010) von 18°, einem mittleren Brechungsexponent von 1,6325 und dem spez. Gew. 2,975 ergab: SiO^2 47,80, Al^2O^3 10,28, Fe^2O^3 2,42, FeO 11,02, MgO 13,65, CaO 12,20, Na^2O 1,28, K^2O 0,64, Gl.-V. 2,28; Sa. 101,57; aus dem Verhältnis CaO : MgO + FeO ergibt sich eine Beimischung von appr. 15 % Richteritmolekel. Die Hornblende wird teilweise, in den Ovarditen unter $CaCO^3$-Ausscheidung gänzlich ersetzt von Chlorit, oft Klinochlor; auch Biotit kommt bisweilen in erheblicher Menge vor. Fast nie fehlt Epidot; der Kern besteht nicht selten aus Klinozoisit, die Schale aus einer eisenreicheren Mischung. Häufig, aber an Menge nie bedeutend ist Zoisit, Granat, dem Almandin nahestehend, ist auf einzelne Vorkommnisse beschränkt. Ferner sind zu erwähnen titanhaltige Eisenerze, Titanit als Leukoxenrand oder selbständig in Gesteinen mit erhaltener körniger Struktur, Rutil in intensiv geschieferten Gesteinen.

Diese Minerale liegen in einem mosaikartigen Grundgewebe, das hauptsächlich aus saurem Plagioklas (Albit bis Oligoklas) und etwas Quarz besteht. Je größer die Plagioklasindividuen ausgebildet sind, desto saureren Mischungen entsprechen sie gewöhnlich; da speziell die größeren Individuen der optischen Untersuchung zugänglich sind, hält man lediglich nach der mikroskopischen Untersuchung die Feldspate für noch

saurer, als sie tatsächlich in ihrer Gesamtheit sind. Während z. B. die optische Untersuchung der Feldspate des Tschampigenkeller auf Oligoklas-Albit führt, zeigt die von Preiswerk ausgeführte Analyse dieser Feldspate (nach Abzug einer geringen Menge Hornblende) die Zusammensetzung eines Oligoklases mit 80,5 Ab: SiO^2 62,96, Al^2O^3 23,08, Fe^2O^3 0,12, CaO 4,11, Na^2O 8,72, K^2O 1,01 (auf 100;00 berechnet). Die über 1 mm großen sekundären Feldspate in den Knauern der Ovardite stehen dem reinen Albit sehr nahe.

Von hierher gehörigen Gesteinen wurden analysiert:

Gabbrodiorit-Amphibolit von Tschampigenkeller[1]		Grobkörniger Gabbro-Amphibolit vom Banhorn	
SiO^2	51,29	SiO^2	48,30
TiO^2	2,16	TiO^2	1,25
Al^2O^3	15,21	Al^2O^3	16,55
Fe^2O^3	0,91	Fe^2O^3	2,51
FeO	6,55	FeO	6,84
MgO	7,79	MnO	Sp.
CaO	9,79	MgO	7,05
Na^2O	4,72	CaO	12,01
K^2O	1,45	Na^2O	2,86
H^2O	0,72	K^2O	0,76
Sa.	100,59	H^2O	1,70
Anal.: H. Preiswerk		Sa.	99,83
		Anal.: Fr. Hinden	

Die Gesteinsformel des Vorkommens vom Tschampigenkeller $s_{55,51}\, a_{3,5}\, c_2\, f_{14,5}$ kann zum Gabbrotypus Côte St. Pierre gestellt werden, doch neigt das Gestein zu den Übergängen zu Diorit; das Vorkommen vom Banhorn ist seiner Analyse nach dem Olivingabbro Sulitelma sehr ähnlich und weist auch mit seiner Formel $s_{53,3}\, a_2\, c_4\, f_{14}$ auf den Typus Sulitelma.

Auf Pikrit weist ein dunkelblaugrünes, ungeschiefertes feinkörniges Serpentin-Chloritgestein von der Saflischpaßhöhe (zwischen Grauhorn und Bettlihorn) von durchaus anderer Zusammensetzung, das u. d. M. als Einsprenglinge Sechsecke von rhombischem Habitus in einer schwach grünlichen, zum großen Teile optisch isotropen Grundmasse aufweist. Die Einsprenglinge sind oft völlig in Serpentin umgewandelt, häufig ist die Serpentinsubstanz teilweise oder ganz durch Tremolit, Kalkspat oder Magnetit ersetzt. In der Grundmasse bemerkt man Antigoritblättchen, oft begleitet und eng verwachsen mit Chloritschuppen (Pennin). „Da, wo Antigorit und Pennin miteinander verwachsen sind, erscheint regelmäßig auf der Grenze zwischen beiden eine äußerst

[1] Dem gleichen Gestein entstammen Hornblende und Plagioklas, deren Analysen oben mitgeteilt wurden.

schwache, mit tief violettblauen Farben polarisierende Zone. Vermutlich handelt es sich hier um eine kaum merkbar doppelbrechende Penninvarietät, die ein Übergangsglied vom optisch positiven Pennin zum optisch negativen Antigorit bildet. Die isotrop erscheinenden Teile der Grundmasse mögen aus ähnlicher Substanz bestehen" (p. 14).

Wahrscheinlich lag primär ein Gestein vor, das Olivineinsprenglinge in einer Glasbasis enthielt, wie sie ähnlich in frischem Zustande Bodmer-Beder als „vitrophyrische" und „olivinporphyrische Diabase" von Arosa beschrieb (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. 238 ff.).

Die von Fr. Hinden ausgeführte Analyse ergab: SiO^2 37,00, Al^2O^3 8,64, Fe^2O^3 6,30, FeO 4,96, MgO 28,26, CaO 2,25, $Na^2O + K^2O$ 0,81, CO^2 1,35, H^2O 9,31; Sa. 98,85; die Formel $s_{39,30}\, a_{0,5}\, c_{1,5}\, f_{18}$ weist auf ein extremes π-Magma.

Als basische Randfazies werden mehrfach, z. B. an dem oben beschriebenen Grünschiefer vom Banhorn auftretende Amphibolitschiefer betrachtet, die vorwiegend aus bläulichgrünen Hornblendenadeln mit langgestreckten Feldspatmosaiklinsen bestehen und als Titanmineral Rutil enthalten (SiO^2 46,49, FeO 9,24). Zusammen mit dunklen Gängen der gleichen Zusammensetzung treten in dem Vorkommen vom Banhorn helle Gänge auf, die die Zusammensetzung des grobkörnigen Hauptgesteins bei weit vorherrschendem Epidotgehalt besitzen und sich durch etwas Granat wie auch durch Pyritgehalt auszeichnen. Die chemische Zusammensetzung, bestimmt von Hinden, paßt besonders wegen des hohen Tonerdegehaltes auf kein Eruptivgestein: SiO^2 44,90, TiO^2 0,31, Al^2O^3 29,18, Fe^2O^3 5,91, FeO 3,28, MgO 2,41, CaO 10,05, Na^2O 2,35, K^2O 0,85, Gl.-V. 1,66; Sa. 100,90; Verf. nimmt eine Umwandlung durch die in den Gesteinsklüften zirkulierenden Dämpfe oder Thermalwasser an. Gleichfalls chemisch schwierig zu deuten ist die Zusammensetzung als Randfazies der Grünschiefer vom Tschampigenkeller auftretender hellgrüner massiger aplitähnlicher Gesteine, die in einer weit vorherrschenden, aus Oligoklasalbit mit wenig Quarz aufgebauten Hauptmasse Hornblendestengel und Glimmerblättchen enthalten. Die von Preiswerk ausgeführte chemische Analyse ergab die unter a angegebene Zusammensetzung, die Anklänge an Diorit, anderseits aber auch an Anorthosite und beeonders an basischere aplitische Ganggesteine zeigt, aber auch die Annahme einer Stoffwanderung bei der Metamorphose nahelegt. Chemisch sehr ähnlich ist nach der Untersuchung von Hinden ein als feldspatfreier porphyroblastischer Amphibolit bezeichnetes Gestein von dem gleichen Vorkommen, das in einem Grundgewebe von der gleichen Zusammensetzung wie in den Amphiboliten bis über 1 cm große, gut begrenzte, flache Hornblendetafeln (nach 100) enthält. Offenbar war das Material ursprünglich eruptiv und liegt wahrscheinlich chemisch verändert vor; ob es ein wirkliches Eruptivgestein oder ein Tuff war, ist infolge völliger Umkristallisation nicht zu entscheiden (Anal. b).

	a.	b.
SiO^2	59,50	57,95
TiO^2	0,41	0,62
Al^2O^3	16,93	14,96
Fe^2O^3	1,04	0,87
FeO	1,53	2,90
MgO	1,10	2,74
CaO	6,71	10,45
Na^2O	7,48	5,31
K^2O	0,89	0,91
CO^2	3,61	2,10
H^2O	0,62	1,03
Sa.	99,82	99,84

In der Annahme, daß diese Randfazies (ebenso wie die hellen Gänge) ihre stoffliche Eigentümlichkeit zirkulierenden Dämpfen und Thermalwasser verdanken, bestärkt Verf. die Beobachtung, daß gleichfalls im Gebiet des Tschampigenkeller längs Klüften der normale Amphibolit Umwandlungen aufweist, deren Endprodukt ein aus Albit, Kalkspat, Chlorit nach Biotit, rosettenförmigem Chlorit nach Hornblende, Quarz, Rutil und Pyrit aufgebautes Gebilde ist.

Gleichfalls durch hohen Albitgehalt zeichnen sich als Albitschiefer und Albit-Epidotfels etc. bezeichnete Gesteine aus, die bisweilen an der Peripherie der Grünschieferlinsen auftreten. Verf. vergleicht sie mit Spilositen, Desmositen und Adinolen, hält sie aber nicht für eine Wirkung der primären Kontaktmetamorphose, sondern führt sie, wie Zirkel und Brögger die Harzer Adinole, auf eine später bei der Gebirgsbildung eintretende allgemeine Metamorphose zurück, so daß also nahe Beziehungen zu den eben geschilderten Gebilden vorliegen.

Nach ihrem Mineralbestand wesentlich abweichend zusammengesetzte Gesteine treten im südlichen Teil des Gebietes zwischen Crevola (östlich von Domo d'Ossola) und Sonnenhorn auf; Verf. bezeichnet sie als Grünschiefer vom Typus Pyroxengneis. Der herrschende dunkle Gemengteil ist ein zeisiggrüner monokliner Pyroxen, der deutliche Spaltbarkeit nur nach (110), sehr schwachen Pleochroismus $c > b > a$ und auf (010) einen Winkel $c : c$ von 45° aufweist. Die Berechnung der Gesteinsanalyse zeigt, daß er arm bis frei von Aluminium ist und zur Salit-Malakolitgruppe zu stellen ist. Hornblende und Biotit treten nur ganz untergeordnet auf; zu ihnen tritt Titanit. Zwischen den Pyroxenpartien liegt eine gleichförmig körnige weiße Zwischenmasse, aufgebaut aus Mikroklin, ferner Oligoklasalbit und Quarz. Die Struktur ist diablastisch im Sinne Becke's. Die chemische Analyse, von M. Dittrich ausgeführt, ergab: SiO^2 57,19, TiO^2 0,93, Al^2O^3 10,02, Fe^2O^3 1,76, FeO 3,23, MnO Sp., MgO 6,38, CaO 12,35, Na^2O 2,67, K^2O 3,30, H^2O 0,65, CO^2 1,71; Sa. 100,19, Werte, die auf kein Eruptivgestein

passen, sondern sich am besten als Tuff eines basischen Gesteins mit beigemischtem Quarz und Dolomit deuten lassen. Die mineralogische Zusammensetzung stimmt mit den Augitgneisen des niederösterreichischen Waldviertels überein; die Vorherrschaft der für die tieferen Stufen charakteristischen Gemengteile Augit und Mikroklin deutet auf eine maximale Belastung dieser Gesteine, ein Hinweis, der durch die Tektonik des Gebietes bestätigt wird. **Milch.**

H. S. Washington: The Titaniferous Basalts of the Western Mediterranean. A preliminary Notice. (Quart. Journ. Geol. Soc. 1907. **63**. 69—79.)

Genaue, mit Unterstützung des Carnegie-Instituts durchgeführte Untersuchungen haben die Existenz einer magmatischen Provinz (comagmatic region) im westlichen Mittelmeergebiet ergeben, die sich durch das Auftreten sehr titanreicher Basalte (salfemanes) charakterisiert. Das untersuchte Gebiet umfaßt die Eruptivgesteine von Catalonien inklusive des vulkanischen Gebietes von Olot und Gerona, die großen tertiären Basalttafeln sowie die Ströme des Mt. Ferru und Mt. Arci, die kleinen jungen Vulkankegel im westlichen Sardinien und schließlich die Gesteine von Pantelleria und Linosa. Die Basalte aller dieser Vorkommen zeigen eine sehr konstante Zusammensetzung: Labradorit, Augit und Olivin als wesentliche Gemengteile; als konstante Nebengemengteile: titanhaltigen Magnetit und Apatit und in Einzelfällen Nephelin in geringer Menge. Hornblende und Ägirin sind nicht vorhanden, Biotit wurde nur in einem Falle (Mt. Ferru) beobachtet. Die chemische Übereinstimmung ergibt sich aus folgendem: Al_2O_3 niedrig, $Fe_2O_3 + FeO$ hoch, $FeO > Fe_2O_3$, Na_2O relativ sehr hoch, TiO_2 gleichmäßig hoch, NiO fast stets vorhanden. Im Handstück und u. d. M. zeigen die Gesteine im allgemeinen kein besonderes Kennzeichen. Titanit und Ilmenit waren im Dünnschliff nicht nachzuweisen; die Hauptmenge des Titan steckt im Magnetit, eine geringere Menge im Augit und vielleicht auch kleine Mengen im Olivin.

Vielleicht gehören in die Reihe dieser Titanbasalte auch die Gesteine vom Ätna, doch fehlen für diese noch einwandfreie Analysen, ebenso wie für einige andere Punkte, die als Fortsetzung dieser magmatischen Provinz aufgefaßt werden könnten. [Man vermißt bei dieser Zusammenstellung einen Hinweis auf die basaltischen Gesteine der Liparen und der neuerdings von M. Stark bearbeiteten Basalte von Ustika, bei denen z. T. eine große Ähnlichkeit mit Ätnagesteinen vorwalten soll. Ref.]

Eine Tabelle der neuen Analysen sowie die Bezeichnung der Basalte in der amerikanischen Nomenklatur und Angabe der Fundorte s. p. -65-. Die „Normen“ sind in einer gesonderten Tabelle berechnet.

H. Philipp.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2	44,55	47,66	44,29	44,82	49,00	52,40	52,79	52,67	46,22	45,72	48,97	44,83	46,55	48,84
Al_2O_3	12,48	14,36	12,62	14,06	15,63	15,26	16,45	15,35	12,23	12,45	16,37	11,73	14,55	14,62
Fe_2O_3	2,81	2,83	3,61	4,56	4,03	0,74	2,74	3,82	4,91	1,57	1,33	1,35	3,17	2,08
FeO	8,54	8,44	8,84	7,27	5,00	8,33	6,44	5,42	7,71	12,01	8,56	11,79	7,88	9,00
MgO	10,85	8,19	10,06	8,60	7,86	7,45	5,56	4,40	6,74	5,29	6,22	5,50	8,61	7,15
CaO	7,99	9,36	9,23	9,56	8,16	7,33	6,51	5,91	9,86	9,58	7,49	9,63	8,75	9,33
Na_2O	4,04	3,51	3,25	3,69	3,93	3,54	3,64	4,50	3,39	3,40	4,09	3,34	3,71	2,86
K_2O	2,57	1,54	1,82	2,30	2,60	0,99	1,21	2,68	1,13	1,08	1,72	1,40	1,62	0,89
H_2O+	0,56	0,17	0,21	0,30	0,13	0,29	1,02	0,37	0,17	0,44	0,38	0,81	0,14	0,49
H_2O-	0,18	0,20	0,09	0,05	0,18	0,06	0,21	0,14	0,05	0,01	0,08	0,10	0,03	0,07
TiO_2	4,32	3,83	4,92	4,25	3,25	3,12	2,64	4,04	5,68	6,43	3,95	6,88	3,84	3,57
P_2O_5	0,70	0,45	0,57	0,67	0,63	0,49	0,39	0,75	1,46	1,54	1,04	2,14	0,55	0,36
SO_3	0,05	n. best.	0,05	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,05
NiO	n. best.	n. best.	n. best	n. best.	n. best.	0,06	0,18	n. best.	n. best.	0,15	0,08	n. best.	n. best.	n. best.
MnO	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,08	0,06	n. best.	n. best.	0,16	0,06	n. best.	n. best.	n. best.
BaO	n. best.	n. best.	0,06	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	—
Sa.	99,64	100,54	99,68	100,13	100,40	100,14	99,84	100,05	99,55	99,79	100,34	99,50	99,40	99,31
Klasse	III.	III.	III.	III.	II.—III.	III.	II.	II.	III.	III.	II.	III.	III.	III.
	6, 2, 4	5, 3, 4	6, 3, 4	6, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 2, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4

1. Monchiquos: Llorá bei Gerona (Catal.).
2. Camptonos: Castelfullit bei Olot (Catal.).
3. Limburgos: Las Planas bei Olot (Catal.) (mit 0,02 ZrO_2 und 0,04 SrO).
4. Limburgos: Mt. Sacopa bei Olot (Catal.).
5. Andos-camptonos: Tres Nuraghes (Sard.).
6. Camptonos: Cuglieri, Mt. Ferru (Sard.).
7. Andos: Uras, Mt. Arci (Sard.),
8. Akeros: Mt. S. Mateo, Ploaghe (Sard.).
9. Camptonos: Mt. Sant' Elmo (Pantelleria).
10. Camptonos: Lagergang im Tuff von Costa Zaneti (Pantelleria).
11. Andos: Graham Insel (Ferdinandea).
12. Camptonos: Insel von 1891 bei Pantelleria.
13. Camptonos: Il Fosso (Linosa).
14. Camptonos: Mt. Pozzolana (Linosa).

G. K. Gilbert: Gravitational assemblage in granite. (Bull. Geol. Soc. Am. **17**. 321—328. Pls. 43—46. Rochester 1906.)

Verf. fand in der Sierra Nevada Granite und andere Tiefengesteine vorzüglich aufgeschlossen, da die pleistocäne Vereisung den früheren Verwitterungsschutt weggeräumt hat und glazialer Detritus stellenweise ganz fehlt.

1. Helle Granite, bestehend aus Feldspat, Quarz, nebst weniger Glimmer und Hornblende; die Feldspate erreichen 4 Zoll im Durchmesser und bilden oft Aggregate von einigen Fuß bis zu einigen Yards Ausdehnung; die Zwischenräume der großen Kristalle sind durch kleinere ausgefüllt, das Ganze aggregierte sich erst, nachdem die Feldspate ausgewachsen waren. Die Ursache ist wohl in der Schwere zu suchen, da das Gewicht mit dem Kubus des Durchmessers, die Reibung aber (beim Sinken im Magma) mit dem Quadrat desselben wächst; Vorkommen: Tuolumne Meadow und Copper Meadow am oberen Yuba River.

2. Hellgraue Granite, etwas dunkler als 1. zeigen Hornblende von bis zu $\frac{3}{4}$ Zoll Länge in Aggregaten von 6—7 Yards Durchmesser und verschwommenen Grenzen. Da die Hornblende bei gewöhnlicher Temperatur etwa 20mal dichter ist als Quarz und Feldspat, so kann man auch hier Schwerewirkung annehmen. Vorkommen: Mount Silliman und Liberty Cap am Anfang des Yosemite-Tales.

3. Granit von sehr feinem Korn, bestehend aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Hornblende zeigt Bänderung infolge des Wechsels von glimmer- und hornblendereichen Lagen mit quarz- und feldspatreichen; der Übergang zweier Schichten ineinander nimmt etwa 1 Zoll ein. Diese Bänderung wird als Fluidalerscheinung gedeutet.

4. Ein Granit von einer Ausdehnung von 10 Meilen im Gebiet des Kings River zeigt hellgraue Farbe und zeichnet sich durch zahlreiche Einschlüsse aus, die stellenweise dicht geschart auftreten. Dieselben markieren sich durch größeren Gehalt an Glimmer und Hornblende und feineres Korn. Ihr Durchmesser überschreitet sehr selten 1 Fuß. Sie sind weder rund noch scharf kantig und zeigen keinerlei konzentrische Struktur. Es sind entweder Konkretionen oder eingeschlossene Fragmente; im letzteren Fall ist ihre Lagerung entweder eine ursprüngliche, oder wieder durch Schwerewirkung modifiziert. **Johnsen.**

Th. L. Watson: Lithological charakters of the Virginia-granites. (Bull. Geol. Soc. Am. **17**. 523—540. Pls. 69—72. Rochester 1906.)

Die Granite von Virginia sind als Bausteine sehr bekannt und geschätzt, gleichwohl aber geologisch und petrographisch noch nicht näher studiert. Sie umfassen massige und schieferige Typen und

sind auf den kristallinen Gesteinskomplex beschränkt, dessen östliche Partie die Provinz Piedmont einnimmt und der sich südwestwärts von New York bis ins zentrale Alabama hinzieht. Die Granitgneise haben in Piedmont eine sehr weite Verbreitung und bilden hier das herrschende Gestein. Die massigen Typen ziehen sich in nordsüdlicher Richtung nahe dem östlichen Rande der Ebene von Piedmont hin; sie umfassen das Petersburg-, das Richmond- und das Fredericksburg-Areal; dazu kommen noch die kleineren Gebiete vom Fairfax, Prince Edward, Fluvanna und Goochland.

Zu den herrschenden Gemengteilen Quarz, Feldspat und Biotit tritt gewöhnlich etwas Muscovit hinzu, der in dem Granit von Hazel Run westlich von Fredericksburg den Biotit vollständig ersetzt.

Grüne und braune Hornblende findet sich wesentlich nur in dem Granit von Falls Church, südwestlich von Washington. Als Feldspat herrscht Orthoklas gewöhnlich vor, zuweilen aber sind in gleicher Menge auch Mikroklin und Oligoklas vorhanden. Der Biotit wird in den Graniten von Luray, Page, Madison, Blue Ridge und Grayson durch sekundären Epidot ersetzt. Akzessorisch treten noch Apatit, Zirkon, Titanit und Magnetit auf.

Unter den massigen Graniten kann man richtungslos körnige und porphyrisch struierte unterscheiden. Gänge von Pegmatit treten ziemlich häufig, solche von Aplit nur in dem Gebiet von Richmond und zwar besonders nahe Midlothian auf. Die Mikrostruktur der Granite ist öfters granophyrisch. In dem Richmond-Fredericksburg-Areal führt der dunkelblaue Granit Einschlüsse der lichtgrauen Varietät sowie des Granitgneises. Außerdem treten Einschlüsse auf, die als primäre biotitreiche Konkretionen aufzufassen sind.

Johnsen.

J. A. Dresser: Igneous rocks of the Eastern Townships of Quebec. (Bull. Geol. Soc. Am. **17**. 497—522. Pls. 67—68. Rochester 1906.)

Derjenige Teil der Provinz Quebec, der von der Appalachischen Hebung betroffen wurde, liegt durchweg südlich vom St. Lawrence-Strom; er zerfällt in zwei Gebiete, die gebirgige Gegend der Halbinsel Gaspé längs dem unteren St. Lawrence und in die hügelige Partie vom Chaudière-Fluß bis zur Grenze der Staaten Maine, New Hampshire und Vermont. Das letztere Gebiet heißt gewöhnlich „Eastern Townships". Die Eruptivgesteine dieser Gegend repräsentieren zwei petrographische Provinzen (I und II), ihre Verschiedenheiten sind auf Differentiation zurückzuführen. Es sind

I. a) Die Porphyritergüsse von wahrscheinlich präcambrischem Alter.

b) Die Diabas- bezw. Serpentingruppe von frühcambrischem bis spätsilurischem Alter.

c) Die Granite aus spätdevonischer Zeit.

d) Die jüngeren Gänge von Diabas, Bostonit und Camptonit, die zwischen den Provinzen I und II auftreten.

II. Umfaßt lediglich die Gesteine der Monteregian Hills.

Die obigen Studien müssen durch weitere geologische und petrographische Studien noch weitgehend vervollständigt werden.

Analysen.

I. Porphyrit von Sherbrooke: SiO_2 70,37, TiO_2 0,17, Al_2O_3 11,27, Fe_2O_3 0,80, FeO 2,58, MgO 2,03, CaO 2,31, Na_2O 2,63, K_2O 1,86, CO_2 3,60, H_2O 1,96; Sa. 99,58.

II. Gesteine der Monteregian Hills.

1. Essexit, Mt. Johnson. 2. Essexit, Mt. Johnson. 3. Essexit, Shefford. 4. Essexit, Brome. 5. Nordmarkit, Shefford. 6. Nordmarkit, Brome. 7. Pulaskit, Mt. Johnson. 8. Pulaskit, Shefford. 9. Tinguait, Brome.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2 . .	48,69	48,85	53,15	44,00	65,43	61,77	57,44	59,96	55,68
Al_2O_3 .	17,91	19,38	17,64	27,73	16,96	18,05	19,43	19,12	20,39
Fe_2O_3 .	3,09	4,29	3,10	2,36	1,55	1,77	1,69	1,85	2,10
FeO . .	6,41	4,94	4,65	3,90	1,53	1,75	2,70	1,73	1,95
MgO . .	3,06	2,00	2,94	2,30	1,36	1,54	1,16	0,65	0,80
CaO . .	7,30	7,98	5,66	13,94	0,22	0,89	2,66	2,24	1,92
Na_2O .	5,95	5,44	5,00	2,36	5,95	6,83	6,48	6,98	9,18
K_2O . .	2,56	1,91	3,10	0,45	5,36	5,21	4,28	4,91	5,34
TiO_2 . .	2,71	2,47	1,52	1,90	0,16	0,74	1,97	0,66	0,60
P_2O_5 . .	1,11	1,23	0,65	0,20	0,02	0,15	0,60	0,14	0,06
MnO . .	0,15	0,19	0,46	0,08	0,40	0,08	0,25	0,49	0,31
Cl . . .	—	—	0,07	—	0,04	—	—	—	—
H_2O . .	0,95	0,65	1,10	0,80	0,82	1,10	1,03	1,10	1,50
Sa.[1] . .	99,89	99,36	99,04	100,02	99,80	99,88	99,70	99,83	99,83

Johnsen.

R. A. Daly: Okanagen composite batholith of the Cascade Mountain system. (Bull. Geol. Soc. Am. **17**. 329—376. Rochester 1906.)

Der Küstenstrich der nordamerikanischen Cordillere mit der Sierra Nevada, dem Cascade-Mountain-System, der British-Columbia-Coast-Range, der Alaska- und der St.-Elias-

[1] Verf. gibt an 99,36 (1), 100,02 (2), 99,84 (3), 100,01 (4), 99,78 (5), 99,97 (6), 99,69 (7), 100,17 (8).

Range umfaßt ein Areal, das über 6mal so groß ist als die europäischen Alpen und sich durch gewaltige Granitmassen auszeichnet; die letzteren sind meist postarchäischen, wahrscheinlich sogar postpaläozoischen Alters. Vom östlichen Hang des großen Tales, das der Osoyoos-See einnimmt, bis zum Pasayten-River zieht sich längs der Grenze der Zug der meist zusammenhängenden, aber heterogenen plutonischen Gesteine über 60 Meilen Luftlinie hin. Die Erosion der alten Sedimentgesteine jenes Gebietes wurde durch die Intrusion zahlreicher Batholithe unterstützt, welche die Lagerung störten. Das Alter der Batholite ist ganz verschieden; ihre chemische Untersuchung ist noch nicht abgeschlossen, doch hat bereits das mikroskopische Studium infolge der Frische der Gesteine eine für geologische Zwecke genügende petrographische Charakterisierung gestattet.

Verf. unterscheidet nach der Zeitfolge der Intrusionen:

1. Chopaka-Intrusivgesteine. Dunkelgraugrüne, mittelkörnige, hypidiomorph struierte Gesteine, bestehend aus Labradorit, Diallag und akzessorischem Apatit, mit wenig Magnetit. Der Diallag ist weitgehend uralitisiert; Serpentin, Talk und Tremolit scheinen auf ursprünglich vorhandenen Olivin hinzuweisen; Chromit fehlt ganz.

2. Ashnola-Gabbro. Dieses Gestein nimmt ein Gebiet von 5 Meilen Länge ein, ist sehr homogen und variiert nur in der Korngröße von mittlerem zu grobem Korn; es ist sehr frisch und besteht aus grünem bis farblosem Augit, bräunlichgrüner Hornblende, braunem Biotit, sowie Labradorit; reichlicher Apatit, etwas Magnetit und sehr wenig Quarz, letzterer die Interstitien füllend, treten akzessorisch auf; Augit und Hornblende sind oft regelmäßig verwachsen.

3. Basische Gesteine. Dieser Komplex besteht ebenfalls aus plutonischen Gesteinen; es sind hier 3 Intrusionsperioden zu unterscheiden. Hornblende-Augit-Gabbro, Labrador führender Hornblende-Augit-Peridotit und Hornblendit werden von mächtigen Gängen von Hornblende-Gabbro, Augit-Hornblende-Gabbro und Hornblende-Biotit-Quarz-Gabbro durchsetzt. Ein Hornblende-Peridotit-Gang zeichnet sich durch ellipsoidische Olivine von 2 Zoll Maximaldurchmesser aus.

4. Ossyoos-Granodiorit-Batholith. Ein mittel- bis grobkörniger Diorit von hellgrauer Farbe: tiefgrüne Hornblende, bräunlichgrüner Biotit, Orthoklas, Quarz und Andesin, akzessorisch: Apatit, Magnetit, Titanit, Allanit; sekundär: Epidot.

Die meisten Partien zeigen dynamometamorphe Umwandlungen; dadurch entstanden drei verschiedene Typen: (a) Biotitepidothornblendegneis; der Biotit ist durch Umkristallisation aus demjenigen der Tiefengesteine entstanden; (b) Biotitepidotgneis, reicher an Biotit und schieferiger als (a), mit Biotit, Epidot, Ortho-

klas, Andesin, Quarz, wenig Apatit und Magnetit (Titanit fehlt); (c) Hornblendegneis von basischem Charakter, mit (b) wechsellagernd, mit idiomorpher Hornblende und allotriomorphen Feldspaten nebst Quarz in den Zwischenräumen. Der Orthoklas scheint natronreich zu sein (nach dem Auslöschungswinkel auf 010), der Plagioklas ist vielleicht Andesin; beträchtliche Mengen von Apatit, Magnetit und Titanit treten hinzu; die Hornblendeprismen sind oft verzwillingt nach (100) und diese Ebene liegt parallel der Schieferung [im Text steht „(010)". Ref.].

5. Remmel-Granodiorit-Batholith. Ein hellgraues bis hellbraunes, mittel- bis grobkörniges Gestein, gleichmäßig körnig oder durch idiomorphe Entwicklung großer Biotite etwas porphyrisch; braungrüne Hornblende, Biotit, Quarz, Orthoklas und Andesin; akzessorisch Titanit, Magnetit, Apatit. Durch dynamometamorphe Umwandlung entstehen Oligoklas-Biotitgneis, reich an Oligoklas, oder Orthoklas-Biotitgneis, z. T. mit etwas Granat.

6. Kruger-Nephelinsyenit. Diese Gesteine zeigen sehr wechselnden Mineralbestand: Mikroperthit, Mikroklin, Natronorthoklas, Ägirinaugit, Melanit, akzessorisch Titanit, Titanmagneteisen oder Ilmenit, Rutil, Apatit und saurer Andesin (Ab_5An_3). Muscovit, Hydronephelin, Skapolith, Kaolin, Calcit, Epidot, Chlorit sind sekundär und wohl mehr durch Dynamometamorphose als durch Verwitterung entstanden; der Granat scheint z. T. primär zu sein, z. T. aber aus Pyroxen dynamometamorph gebildet. Die Intrusion erfolgte ebenso wie diejenige der beiden folgenden Gesteinsmassen nach derjenigen des Osoyoos-Granodiorit und des Remmel-Batholith.

7. Similkameen-Granit-Batholith.

Oligoklas 29,8, Mikroperthit 27,0, Quarz 22,0, Orthoklas + Mikroklin 6,7, Biotit 5,5, Hornblende 4,2, Magnetit 1,8, Titanit 1,1, Epidot 1,1, Apatit 0,8; Sa. 100,0.

Hier und da sind basische Ausscheidungen vorhanden, die einem Hornblende-Biotit-Diorit entsprechen, indem hier die ältesten Ausscheidungen des Wirtes angereichert sind. Eine basische Randzone längs der Kruper-Masse zeigt Diopsid neben reichlicher Hornblende, ferner viel Kalifeldspat und Oligoklas und keinen Quarz und nähert sich dadurch den Monzoniten bezw. den Alkalisyeniten.

8. Cathedral-Granit-Batholith.

Mikroperthit 40,3, Quarz 35,7, Oligoklas 11,0, Orthoklas 7,0, Biotit 5,0, Magnetit + Titanit 0,7, Apatit 0,3; Sa. 100,0.

Inmitten der Batholithen befindet sich eine etwas abweichende Masse, die einen magmatischen Nachschub von aplitischem Charakter repräsentiert.

Quarz 38,8, Orthoklas + Mikroklin 33,4, Oligoklas 17,6, Mikroperthit 5,8, Biotit 3,5, Magnetit 0,6, Apatit 0,3; Sa. 100,0.

9. Park-Granitstock. Dieser ganz ungeschieferte Granit erstreckt sich über ein Areal von $4 \times 2\frac{1}{2}$ Meilen und gleicht vollkommen der älteren Phase des Cathedral-Batholithen.

Zum Schluß behandelt Verf. die stratigraphischen Beziehungen der Batholithe. **Johnsen.**

A. Lacroix: Note sur la minéralogie du pays Mahafaly (Madagascar). (Bull. soc. franç. de min. **30**. 36. 1907.)

Die alten Gesteine, die im Osten des Gebietes von Mahafaly die tertiären bis mesozoischen Sedimente unterlagern, bestehen aus NNO. streichenden, steil nach W. fallenden Gneisen, Quarziten, Cipolinen und Amphiboliten, die granitische und basische Gesteine umschließen. Die kristallinischen Schiefer sind meist glimmerarm, dafür meist graphithaltig, vielfach granulitartig. Gangförmig finden sich in ihnen zuweilen Partien, deren Feldspate total in Kaolin (helminthartige Aggregate) verwandelt sind, deren übrige Gemengteile dagegen ganz unberührt erscheinen. Der Granatreichtum dieser gneisigen Gesteine erklärt die große Verbreitung dieses Minerals in den Sanden der Gegend. Die den Gneisen linsenförmig eingelagerten Cipoline enthalten neben Kalkspat Humit und Chondrodit, Spinelle, Phlogopit, Graphit und Silikatlinsen von Diopsid, Skapolith, Anorthit und Titanit. Die basischen Gesteine sind z. T. Troctolith, z. T. basaltisch; in ersteren sind Olivin, poikilitisch umwachsen von brauner Hornblende und wenigem Feldspat die Haupt-, Augit, Titanomagnetit und grüner Spinell Nebengemengteile. Ihr Bytownitfeldspat pflegt ganz erfüllt zu sein von kleinen Spinellen, die nach einer Oktaederkante stark verzerrt und mit dieser Kante der Trace der Albit- und Periklinlamellen parallel zu liegen pflegen. **O. Mügge.**

A. Lacroix: Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée. (Compt. rend. **144**. 170. 1907.)

Neuerdings möglich gewordene Aufsammlungen an den Abhängen des „dôme" haben ergeben, daß an seiner Basis, wie Verf. schon früher vermutete, allerdings die wenigst kristallinen und zugleich an Tridymit armen, von Quarz freien Gesteine herrschen, daß die Gipfelgesteine aber nur z. T. dem mikrolithen- und tridymitreichen, z. T. aber dem quarzführenden Typus angehören. Der letztere ist auch nicht auf die Stelle der früheren großen Nadel beschränkt, sondern regellos verteilt, so daß der Quarz vielfach in nur geringer Tiefe, unter einem nur dünnen Mantel der anderen Typen gebildet sein muß. Die quarzführenden Gesteine machen etwa $\frac{1}{3}$ aller gesammelten Proben aus und es gibt alle Übergänge zwischen quarzreichen und quarzfreien. **O. Mügge.**

J. P. Smith: The paragenesis of minerals in the glaucophane—bearing rocks in California. (Proceed. Amer. Philos. Soc. **45**. 183—242. 1907.)

Verf. untersucht die Glaukophangesteine der Küstengebirge Kaliforniens auf ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung hin und kommt hinsichtlich der Genese zu folgendem Resultat: Glaukophangesteine können aus sehr verschiedenem Material entstehen, aus kieseligen, klastischen Sedimenten, organischen Kieselsäureabsätzen, sauren Arkosen, mittelbasischen Tonschiefern, basischen Tuffen, Syeniten, Dioriten, Diabasen, Gabbros und wahrscheinlich auch Pyroxeniten. Da die Dynamometamorphose den chemischen Bestand der Gesteine ungeändert läßt — nur tritt vielfach Wasser in die sich neu bildenden Minerale ein —, so kann man vielfach mittels chemischer Analyse das ursprüngliche Gestein ermitteln.

Analysen I, II und III ergeben kieselige Sedimente, IV Arkose, die einem Diorit entspricht, V Lawsonitgneis, der lediglich aus sekundären Mineralen besteht, jedoch deutlich auf massiges oder klastisches Quarzdioritmaterial hinweist, VI Albit-Crossit-Gneis mit lediglich sekundären Gemengteilen, aus massigem oder klastischem Natronsyenitmaterial entstanden, VIII Natronsyenitporphyr, dessen Zusammensetzung mit derjenigen von VI ungefähr identisch ist, VII Quarzdiorit mit sekundärem Crossit und Lawsonit, IX Glimmer-Glaukophanschiefer vom chemischen Charakter eines normalen Diorites, X, XI, XIII und XIV metamorphosierte mittelbasische Eruptivgesteine, entweder Diabase oder Gabbros, deren chemische Zusammensetzung nur durch den Hinzutritt von H_2O verändert ist, XII, XV, XVI, XVII, XIX basische Glaukophanschiefer, deren chemische Zusammensetzung auf Gabbros oder Diabase hinweist, XVIII betrifft einen kompakten Eklogit, bestehend aus Granat, Omphazit, Aktinolith, Glaukophan, Glimmer und Titanit; der chemische Bestand weist auf einen basischen Gabbro oder vielleicht auf einen Pyroxenit hin. Peridotite scheinen den Glaukophanschiefern nie zugrunde zu liegen, würden sich jedoch möglicherweise unter Aktinolith-Chlorit-Schiefern finden lassen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	82,53	80,21	74,48	68,50	65,91
Al_2O_3	6,88	7,99	9,15	12,82	11,62
Fe_2O_3	0,59	—	1,41	1,29	2,21
FeO	4,11	3,35	4,12	3,37	5,30
MgO	1,86	1,54	3,04	2,21	1,92
CaO	0,68	1,10	2,84	1,82	5,89
Na_2O	1,21	5,97	2,24	6,03	1,95
K_2O	1,24	0,22	0,43	1,26	0,04
H_2O+	1,35	0,74	2,06	2,11	4,38
H_2O-	0,07		0,08	0,28	0,28
TiO_2	—	—	—	0,60	0,17
MnO	Spur	—	—	0,02	Spur
P_2O_5	—	—	—	0,16	—
Cr_2O_3	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—
Sa.	100,52	100,12	99,85	100,47	99,67

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	65,2	61,55	67,53	58,26	51,27
Al_2O_3	15,8	17,28	18,57	16,21	15,04
Fe_2O_3	2,7	1,49	1,13	3,44	2,41
FeO	2,4	3,50	0,08	4,63	8,01
MgO	2,4	3,00	0,24	4,99	6,06
CaO	0,6	3,12	0,55	3,82	7,07
Na_2O	10,8	8,47	11,50	5,36	4,43
K_2O	0,1	0,07	0,10	0,39	0,12
H_2O+	—	1,21	0,31	0,98	3,34
H_2O-	—	0,12	0,15	0,22	
TiO_2	—	0,28	0,07	1,37	1,33
MnO	—	Spur	—	Spur	0,25
P_2O_5	—	—	0,11	—	0,13
Cr_2O_3	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—
Sa.	100,00	100,09[1]	100,34	99,67	99,46[2]

	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.
SiO_2	50,44	49,68	49,08	46,98	47,84	49,15	46,07	44,15	42,59
Al_2O_3	8,18	13,60	14,68	17,07	16,88	15,87	15,35	10,18	
Fe_2O_3	1,06	1,86	1,95	1,85	4,99	4,10	3,61	11,92	31,00
FeO	6,28	8,61	9,63	7,02	5,56	7,75	9,87	13,04	
MgO	17,63	6,27	6,69	8,29	7,89	7,53	7,83	6,18	5,10
CaO	11,55	10,97	10,09	12,15	11,15	9,06	4,37	4,51	10,80
Na_2O	2,98	3,09	4,60	2,54	3,20	3,59	3,22	5,11	4,16
K_2O	0,50	0,12	0,20	0,53	0,46	0,54	2,68	2,09	1,01
H_2O+	0,92	3,84	1,18	4,86	1,81	1,07	4,25	0,95	5,34
H_2O-	0,07		0,28		0,17	0,16	0,16		
TiO_2	—	1,31	1,72	—	—	1,19	1,63	Spur	—
MnO	0,21	0,04	0,15	—	0,56	Spur	Spur	—	—
P_2O_5	—	0,21	0,23	0,09	0,14	—	—	—	—
Cr_2O_3	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	1,05	—	—
Sa.	100,30	99,60	100,48[3]	101,38	100,65	100,01[4]	100,09	98,13[5]	100,00

Fundorte: I. Four Mile Creek, Oregon; II. Angel Island, San Francisco Bay; III. Little Harbor, Catalina Island; IV. Sulphur Bank, Kalifornien; V. Redwood; VI. North Berkeley; VII. Oak Ridge, östlich Calaveras Valley; VIII. Sierra Nevada; IX. Café Skarbeli, Syra; X. Sulphur

[1] Verf. gibt 100,12 an.
[2] Verf. gibt 99,62 an.
[3] Verf. gibt 100,98 an.
[4] Verf. gibt 99,84 an.
[5] Verf. gibt 99,31 an.

Bank, Kalifornien; XI. Knoxville, Kalifornien; XII. Sulphur Bank, Kalifornien; XIII. Mt. St. Helena, Kalifornien; XIV. Angel Island; XV. Mt. Diabla. Kalifornien; XVI. Brandon, Oregon; XVII. Roseburg, Oregon; XVIII. Coyote Creek, nördlich San Martin, Kalifornien; XIX. North Berkeley, Kalifornien.

Johnsen.

J. Barrell: Geology of the Marysville mining district, Montana; a study of igneous intrusion and contact metamorph. (U. S. A. Geol. Survey. Professional paper. **57**. 1907. 178 p. 16 Taf.)

Der bis 1899 in Betrieb gewesene Gold-Bergbaudistrikt von Marysville liegt in den östlichen Ausläufern der Rockies im nordwestlichen Montana. Von Sedimentformationen ist außer Alluvium und tertiären, wahrscheinlich spätmiocänen, oft stark verkieselten Sanden und Schottern nur das Algonkium vorhanden, speziell die Belt-Gruppe, von der entwickelt sind:

a) die Greyson- und Spokane-Schichten, grauschwarze, glimmerige Schiefer bezw. tiefrote, harte Schiefer mit Quarziten und Sandsteinen;
b) der Empire-Schiefer, grünlichgraue, dickbankige Schiefer;
c) Helena-Kalk, unreine, blaugraue und graue Kalke mit untergeordneten Schiefern;
d) Marsh-Schiefer, rote, z. T. kalkige oder quarzitische Schiefer.

Von Eruptivgesteinen treten hierin auf: Gänge und Lager von Mikrodiorit, die als älteste Intrusivgesteine des Gebietes da, wo sie im Kontakthof des Batholiten liegen, tiefgreifende Veränderungen zeigen; Gabbro, wahrscheinlich mit den Mikrodioriten genetisch zusammenhängend, wenn auch räumlich getrennt; Porphyrite in 10—40 Fuß mächtigen Gängen, seltener in Lagern; sie sind z. T. älter als der Batholit, teils jünger, z. T. wohl auch gleichalterig; Quarzdiorit bildet den $\frac{1}{2}$—$1\frac{3}{4}$ Meilen breiten und 3 Meilen langen Batholiten von Marysville, der von einem bedeutenden Kontakthof umgeben wird; feinkörnige Biotitgranite durchsetzen den Diorit und die benachbarten Hornfelsmassen und werden ihrerseits wieder von Apliten (Alaskiten) durchtrümert; den Beschluß machen Gänge von basalt- oder diabasartiger Beschaffenheit, die noch jünger als die Aplite sind. Die ganze Eruptivtätigkeit fällt wahrscheinlich in die späte Kreide oder das Alttertiär. Vereinzelt treten noch stark zersetzte und verkieselte Pyroxenandesite auf.

Die Untersuchung der Kontaktverhältnisse des Batholiten über Tage und in den Gruben von Marysville ergibt, daß einerseits große Teile der Hornfelsmassen deckenförmig und vielfach von Apophysen durchtrümert auf dem Diorit aufliegen, und daß an anderen Stellen ein steiler Kontakt zwischen beiden vorliegt, ohne daß die im ganzen ziemlich einfachen Lagerungsverhältnisse durch den Eruptivkörper sich wesentlich beeinflußt zeigten. Das Auftreten isolierter Kontaktgesteinspartien inmitten normaler Schichten und die lokal wechselnde Breite des Kontakthofes zeigen die große Ver-

breitung der Intrusivmassen und den Verlauf derselben in der Teufe an. Die ehemalige Bedeckung des Batholiten muß recht mächtig gewesen sein und erhebliche Höhe erreicht haben, wie aus der Beschaffenheit seiner Oberfläche und der heutigen, im wesentlichen radial verlaufenden Anordnung des Flußsystems gefolgert wird.

Verwerfungen spielen eine große Rolle, wenngleich ihre Beziehungen zu den eruptiven Vorgängen nicht immer klar sind. Auffällig ist, wie oft die äußere Grenze des Kontakthofes mit solchen Verwerfungen zusammenfällt. Die Erzgänge liegen teils im Diorit, teils im Hornfels, aber immer nahe der Grenze zwischen beiden und entweder parallel oder mehr oder weniger genau senkrecht zu ihr. Sie werden als Ausfüllungen von Kontraktionsrissen nach oder während der Erstarrung des Batholiten aufgefaßt (Weed).

Bei den Kontaktwirkungen des Batholiten werden unterschieden:

1. Kontaktmetamorphose, bestehend in einfacher Umkristallisation, ohne Stoffzufuhr von außen.

2. Kontaktmetasomatismus, verursacht von vorwiegend SiO_2, auch Fe, Mg u. a. Lösungen, die dem Magma entstammen und die auf Klüften im Gestein zirkulieren, welche nach der Umkristallisation durch den Metamorphismus entstanden; doch dringt die Umwandlung durch sie im allgemeinen nur wenig tief ins Nebengestein ein. Der Metasomatismus wirkt „pneumatolytisch“ oder „hydrothermal“, je nachdem der kritische Punkt des Wassers überschritten ist oder nicht.

3. Kontaktreaktionen, Injektion, Resorption, Feldspatisation u. dergl.

Im ganzen zeigt die Zusammensetzung der Kontaktprodukte — speziell der Kalke — bei über 1000 Fuß Entfernung vom Batholiten keine Stoffzufuhr, in der Entfernung von 600—1000 Fuß erhebliche Zufuhr unter teils hydrothermalen, teils pneumatolytischen Verhältnissen. Die Zufuhr äußert sich durch die Bildung von Epidot — der nach der Terminologie des Verf.'s als pneumatolytisches Emanationsprodukt bezeichnet wird — oder Granat bei geringer, durch die völlige Verdrängung der CO_2 in den Kalklagen durch SiO_2 bei intensiver Infiltration magmatischer Lösungen. Direkt am Kontakt können die Vorgänge sehr kompliziert werden. [Die nur an einzelnen Beispielen mit wenig petrographischem Detail erläuterten Verhältnisse lassen nicht alle Schlußfolgerungen als zwingend erscheinen. Ref.] Lokale Erscheinungen des Metasomatismus sind die Bildung von Augit aus Hornblende am Kontakt von Aplit und Dioritporphyrit, von Granat am Kontakt von Kalk und Mikrodiorit, Pyritisierung u. a.

Auch in weiterer Entfernung vom Batholiten kann der hydrothermale Metasomatismus wirken, wenn die Zerklüftung des Gesteins den Zutritt von Lösungen aus der Tiefe besonders erleichtert.

Ausführlich werden die Beziehungen von Biotit, Hornblende und Diopsid in den Kontaktgesteinen besprochen — z. B. ist Biotit nahe dem Kontakt für den Metasomatismus nicht bestandfähig und verwandelt sich in Hornblende —, ferner die Faktoren, welche die Ausdehnung des Kontakt-

hofs bestimmen, die verschieden starke Veränderlichkeit verschiedener Gesteine, Massen- und Volumveränderung durch den Kontakt u. a.

Das letzte Kapitel behandelt die Art der Intrusion des Batholiten und gelangt nach ausführlicher Erörterung aller in Betracht kommenden Theorien zu dem Schluß, daß die Annahme einer passiven Invasion des Magmas, verursacht durch das Einsinken vom Dach losgelöster Blöcke (im wesentlichen also der Theorie von Daly entsprechend, vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -64-), den beobachteten Tatsachen am ehesten gerecht wird. Für die schwierige Frage nach den Ursachen für das Stehenbleiben des „Daches" über dem Intrusivkörper werden die Temperaturdifferenz zwischen beiden und die hohe Viskosität des Schmelzflusses in der Nähe seines Erstarrungspunktes als vielleicht bestimmende Momente geltend gemacht. O. H. Erdmannsdörffer.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

P. Krusch: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 129—139. 1907.)

Verf. geht von dem Gedanken aus, daß gewisse Erze an bestimmte sekundäre oder primäre Teufen gebunden sind und infolgedessen als Leiterze zur Erkennung der betreffenden Teufen dienen können. Er erinnert an die Einteilung der Erze in 1. oxydische Erze, 2. in Zementationserze, 3. in primäre Erze. Die primären Erze zeigen eine ziemlich regel- oder wenigstens gesetzmäßige Verteilung des Metallgehaltes und werden häufig nach oben vom Grundwasserspiegel begrenzt. Die Zementationszone oder Konzentrationszone, welche bei vollständigem Verlauf des Zersetzungsprozesses unmittelbar über dem Grundwasserspiegel liegt, ist charakterisiert durch das Auftreten der gediegenen Metalle in größerer Menge oder der sogen. metallreichen Sulfide und Arsenide. Die Oxydationszone enthält durch den oxydierenden Einfluß des Sauerstoffs, durch Alkalichloride usw. der Tagewässer als Charakteristika Oxyde, Carbonate, Sulfate, Chloride, und seltener auch Bromide und Jodide der Schwermetalle. Da nicht bei den Erzen aller Metalle eine nachträgliche Verschiebung des ursprünglichen Metallgehaltes stattgefunden hat, so kann man die Metalle in zwei Gruppen einteilen, nämlich in solche mit ausgeprägten Oxydations- und Zementationszonen und in solche, bei denen wegen der Widerstandsfähigkeit der Erze keine Verschiebungen des primären Gehaltes zu beobachten sind. Indessen ist zu berücksichtigen, daß auch bei den Metallen, deren Erze zur Zersetzung neigen, nicht immer Zersetzungszonen vorliegen müssen. Denn wenn die chemisch-geologischen Prozesse langsamer als die Abrasion arbeiten, so entstehen überhaupt keine sekundären Teufenunterschiede und die primäre Lagerstätte steht an der Tagesoberfläche an. Arbeiten dagegen die Prozesse schneller als die Abrasion, so können entweder beide,

— Oxydations- und Zementationszone — oder nur die letztere erhalten sein; im letzteren Fall steht die Zementationszone an der Tagesoberfläche an. Zu den Metallen, deren Erze Oxydations- und Zementationserze bilden können, gehören 1. Golderze, 2. Kupfererze, 3. Eisenerze (außer den Oxyden und Hydroxyden), 4. Manganerze (außer den oxydischen oder hydratischen), 5. Nickelerze, 6. Kobalterze, 7. Silber-, Blei-, Zinkerze, 8. Quecksilbererze, 9. Zinnkies und zinnhaltiger Schwefelkies, 10. Wismut-, Antimon-, Arsen- und Uranerze. Zu den Metallen, bei denen keine Oxydations- und Zementationserze bekannt sind, gehören: Eisen in der Form von Rot- und Brauneisen, Mangan in oxydischen oder hydratischen Erzen und Zinn als Zinnstein, ferner Wolfram, Molybdän, Chrom, Platin, Thorium und Aluminium. **A. Sachs.**

O. Hoppe: Über die mechanischen Vorgänge im Innern und an der Oberfläche der Erde mit Berücksichtigung der sogen. „faulen Ruscheln" am Harz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 139—143. 1907.)

Verf kommt zu dem Schluß: Die faule Ruschel ist eine Spalte, ausgefüllt mit zerriebener Gesteinsmasse, die mehr oder weniger flüssigkeitsundurchlässig ist und entstanden sein kann zu allen Zeiten und bei allen tektonischen Vorgängen, die zu Spaltenbildung führten. **A. Sachs.**

R. Bärtling: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 148—153. 1907.)

Aus den Darlegungen des Verf. ergibt sich, daß der hydrostatische Druck des Grundwassers nicht imstande sein kann, eine Auflockerung der wasserführenden lockeren Gebirgsschichten hervorzubringen. Es ist daher auch keine Volumenverminderung dieser Schichten denkbar, wenn der hydrostatische Druck des Grundwassers kleiner wird. Eine Bodensenkung kann bei einer Abtrocknung nur auf Ausschlämmung von festem Material zurückgeführt werden. **A. Sachs.**

O. Aschan: Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe (Humussole) für die Bildung der See- und Sumpferze. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 1907. 56—62.)

Verf. behandelt 1. Vorkommen, Zusammensetzung und allgemeine Eigenschaften der wasserlöslichen Humusstoffe; 2. die Rolle der Humussole bei der Bildung der See- und Sumpferze. Qualitative und quantitative Untersuchungen führten Verf. zu der Ansicht, daß bei der überall vor sich gehenden Auflösung von Mineralsubstanzen durch die gelösten Humusstoffe auch biologische, von niederen Organismen vermittelte Prozesse mit hineinspielen. Verf. stellt die Hypothese auf, daß die Bildung der ge-

wöhnlichen Seeerze (sowie wenigstens einiger Sumpferze) auf die Gegenwart von löslichen Humusstoffen zurückzuführen sei. Er macht folgende Gesichtspunkte geltend:

1. Wenn gelöste Ferro- resp. Ferriverbindungen mit Humussolen zusammentreffen, so findet eine Verbindung der Komponenten statt, wobei chemische, vielleicht nebenbei auch physikalische Kräfte wirksam sind. Je nach den Konzentrationsbedingungen sowie der Gegenwart von bestimmten Arten von Ionen findet, nachdem die Ferroverbindungen durch wassergelösten Sauerstoff, event. unter Mitwirkung von Mikroorganismen, in Ferriverbindungen übergegangen sind, entweder eine Ausfällung von Ferrihumaten statt, oder aber die letzteren bleiben in Lösung.

2. Die wasserlöslichen Humusstoffe enthalten, bei 100—110° völlig getrocknet, Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff in Verhältnissen, die von denen der hochmolekularen Kohlenhydrate nur unbedeutend abweichen, außerdem Stickstoff (im Mittel etwa 2 %) sowie Phosphor und Schwefel, die letzteren in verhältnismäßig kleiner Menge. Diese Humusstoffe dürften daher in Gegenwart von Basen ein geeignetes Nährsubstrat für niedere Organismen bilden.

3. Da die Natur, wo es nur möglich ist, unter Mitwirkung der Lebensenergie alles zugängliche Material sich zugute macht, so dienen allem Anschein nach die Ferro- und Ferrihumate in gelöster, wahrscheinlich auch in ausgefällter Form gewissen Mikroorganismen zur Nahrung. Sie werden von denselben, unter gleichzeitiger Abscheidung des Eisens als wasserhaltiges Eisenoxyd, in einfachere Bestandteile zerlegt.

4. Der in allen untersuchten finnländischen Seeerzen (bezw. Sumpferzen) vorfindliche organische Kohlenstoff ist in Form von restierenden Humusstoffen vorhanden, die ohne Schwierigkeit nachweisbar sind. Dadurch wird die Mitwirkung der letzteren bei der Bildung der Erze unzweideutig indiziert.

Es ist bisher noch nicht gelungen, die bei der Seeerzbildung tätigen Organismen zu fixieren, nicht unwahrscheinlich ist es, daß das Seeerz ein Produkt der Lebensfunktionen von verschiedenen, zusammenarbeitenden Arten von Organismen bildet. Die Frage, in welchem Maße ältere sedimentäre Eisenerzablagerungen unter Mitwirkung von Humusstoffen entstanden seien, muß späteren Erörterungen vorbehalten bleiben.

A. Sachs.

J. B. Tyrrell: Concentration of Gold in the Klondike. (Econ. Geol. **2**. 343—349. 1907.)

Im Klondike-Distrikt in Canada finden sich stark gefaltete präcambrische und cambrische Schichten, die durchzogen sind von goldhaltigen Quarzadern. Zur Eocänzeit war die Gegend zum letzten Male vom Meere bedeckt. Seit dieser Zeit wirkten die Kräfte der Erosion, durch welche die goldhaltigen Quarzmassen natürlich aufbereitet und der Goldgehalt in den Seifen konzentriert wurde. **O. Stutzer.**

W. Campbell and C. W. Knight: A Microscopic Examination of the Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming. (Econ. Geol. 1. 767—776. 1906.)

Die Verf. untersuchen die Erzstrukturen der Kobalt-Nickel-Silbergänge von Temiskaming. Diese calcitführenden Erzgänge sind Absätze heißer Gewässer, die wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang mit Diabasen und Gabbros der Nach-Mittel-Huronzeit stehen.

Über das Alter der Mineralien auf diesen Gängen läßt sich folgendes sagen: Zuerst Smaltin, gleich hinterher Nickelin. Später Calcit, dann Argentit, darauf gediegen Silber und gediegen Wismuth, zuletzt Erythrin und Annabergit. **O. Stutzer.**

U. S. Grant: Structural Relations of the Wisconsin Zinc and Lead Deposits. (Econ. Geol. 1. 233—242. 1906.)

Im südwestlichen Teil vom Staate Wisconsin findet man Zink- und Bleierze. In der Gegend finden sich paläozoische Kalksteine, Tone und Sandsteine, die von kristallinen Schiefern unterlagert und von Löß und Alluvium überlagert werden. Es treten nur präcambrische Eruptivgesteine auf, zu denen aber die Erze in keiner Beziehung stehen. Die Erze unter dem Grundwasserspiegel bestehen aus Bleiglanz, Zinkblende und Eisensulphid (besonders Markasit), über dem Grundwasserspiegel aus Bleiglanz, Smithsonit und Limonit. Die Erze kommen auf Klüften und Spalten im Dolomit (Ordovician) vor, und sind meist an Synklinalen gebunden. Der Metallgehalt soll nach Verf. Ansicht ursprünglich fein verteilt im Dolomit vorhanden gewesen sein. Untergrundsgewässer haben ihn später auf Klüften, Spalten und in den Synklinalen konzentriert. **O. Stutzer.**

O. Stutzer: Turmalinführende Kobalterzgänge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 294—298. 1906.)

„Bei San Juan im Departement Freirina (Chile) treten in einer Schieferformation Kobalterzgänge auf, die als Kobalterz Glanzkobalt führen. Diese Kobalterze werden von Turmalin begleitet. Die mikroskopische Unsersuchung zeigte die Gleichaltrigkeit von Turmalin und Glanzkobalt. Spuren von Kupfer (Cuprit und Malachit) an einem der Handstücke lassen einen Übergang zu den in Chile vielfach bekannten Turmalin-Kupfererzgängen vermuten". Es folgt eine Zusammenstellung aller bisher bekannten Turmalinführenden Erzlagerstätten. **A. Sachs.**

W. Campbell and C. W. Knight: On the Microstructure of Nickeliferous Pyrrhotites. (Econ. Geol. 2. 350—366. 1907.)

Struktur und Verwachsungsverhältnisse der nickelhaltigen Magnetkiese werden beschrieben. Die mikroskopischen Untersuchungen erfolgten an glattgeschliffenen und angeätzten Präparaten in Oberlicht-

beleuchtung. Zur Untersuchung lagen Proben von Sudbury, Sohland, Norwegen etc. vor. — Die Erzlagerstätten sind mit basischen Eruptivgesteinen verbunden. Die Paragenesis war: 1. Magnetit, 2. Silikate, 3. Magnetkies, 4. Pentlandit, 5. Kupferkies. Zahlreiche, gut getroffene Mikrophotographien erläutern den Text. **O. Stutzer.**

E. Weinschenk: Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirk St. Blasien im südlichen Schwarzwald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 73—86. 1907.)

Die Betrachtung der in Rede stehenden Lagerstätten, sowie die der berühmten analogen Vorkommen führen Verf. zu dem Schlusse, daß die Weltgruppe der Nickelmagnetkieslagerstätten nicht zu den magmatischen Ausscheidungen, sondern zu den eigentlichen Kontaktlagerstätten gehört, deren Agentien einem granitisch-aplitischen Schmelzfluß entstammen. Es handelt sich um sekundäre Erzablagerungen am Kontakt zwischen granitisch-aplitischen Gesteinen und intermediären bis basischen Eruptivgesteinen. [Vergl. hierzu Coleman: „Die Sudbury-Nickelerze", Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 221. 1907.] **A. Sachs.**

A. Dieseldorff: Neue Manganerzvorkommen in Britisch Nord-Borneo. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 10—11. 1906.)

Es handelt sich um Manganerzlagerstätten im Norden von Britisch Nord-Borneo, vornehmlich in der Gegend der Marudu-Bai. Die Zentrale für das Revier liegt bei Taritipan an der Marudu-Bai. In einem jaspisartigen Nebengestein, welches anscheinend metamorphe Diabase wie auch Hornblende-, Chlorit- und andere Schiefer überlagert, finden sich mächtige Manganerzablagerungen, welche an sehr vielen Orten zutage liegen und von jaspis- oder flintartigen Kieselschiefern begleitet werden. Meist besteht das Erz aus Psilomelan, untergeordnet kommt auch Pyrolusit vor. Sämtliche Manganerzvarietäten des Distriktes sind frei von: Cu, As, Ni, Schwerspat und haben im Durchschnitt weniger als 0,05 % S und P. Bei Mankapad, 17 km von Taritipan, kommen auch rötliche und braune Limonite vor. Ausgezeichneter Kalkstein für Zuschlagzwecke findet sich $1\frac{1}{2}$ km von Balaiajong bei Muntailung; als Schmelzmittel kommt nur harte Holzkohle in Betracht. Von Sachverständigen wird für die nächste Zeit eine Förderungsmenge von 25 000 t Manganerz erwartet, die sofort erreichbar sind; als Mindestmenge für die nächsten 25 Jahre werden 50 000 t p. a. angegeben. **A. Sachs.**

I. H. L. Vogt: Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bildung der Manganerzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 217—233. 1906.)

Auf die eingehenden Ausführungen des Verf. im einzelnen hier einzugehen, ist untunlich. Nur folgende allgemeine interessante Sätze seien hervorgehoben. „Eine scharfe Trennung zwischen Eisen-, See- und Wiesenerzen einerseits und Mangan-, See- und Wiesenerzen anderseits liegt nicht vor.“ Und weiterhin: „Überaus die meisten, vielleicht gar alle oder beinahe alle Manganerzlagerstätten sind aus Lösungen abgesetzt, die aus den benachbarten Gesteinen herrühren: die Manganerzlagerstätten sind somit im allgemeinen durch Lateralsekretion, im erweiterten Sinne dieses Begriffes, entstanden. Die Manganerzlagerstätten treten in den allerverschiedenartigsten Gesteinen auf; besonders kommen sie aber in Verbindung entweder mit Kalksteinen und Dolomit oder mit Granit, Quarzporphyr, Gneis und anderen kieselsäurereichen Gesteinen vor.“ Die vielen in Kalksteinen und Dolomiten aufsetzenden Manganerzlagerstätten, die nach Vogt's Auffassung häufig oder wohl gar in den meisten Fällen metasomatischer Natur sind, werden in dieser Abhandlung nicht näher besprochen. Zur Erklärung der relativ häufigen Verknüpfung der Manganerze mit Granit usw. ist zu berücksichtigen, daß sich bei der magmatischen Differentiation das Eisen relativ stärker als das Mangan in die basischen Partien hinein konzentriert. Die Folge von dieser relativ etwas höheren Mn-Menge im Granit, Quarzporphyr, Gneis usw. ist, daß die durch die Verwitterungs- und Auslaugungsprozesse hervorgegangenen Lösungen dieser Gesteine durchschnittlich gerechnet relativ Mn-reicher ausfallen als in den basischen Gesteinen. Dabei ist auch zu berücksichtigen, daß Mn etwas leichter als Fe in Lösung geht. **A. Sachs.**

E. Hussak: Über die Manganerzlager Brasiliens. Berichtigung der in der Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 414—416 von W. Friz veröffentlichten Mitteilung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 1906. 237—239.)

Den Studien O. A. Derby's folgend lassen sich in der von Barbacena bis Ouro Preto reichenden, Manganerze führenden Formation zweierlei Distrikte unterscheiden:

1. der Mangandistrikt von Miguel Burnier (km 498 der Zentralbahn),
2. der von Lafayette (Queluz) (km 463).

Nach Ansicht des Verf. sind beide Mangandistrikte des Staates Minas Geraes hinsichtlich der Art ihrer Entstehung einander sehr nahestehend. Beide verdanken ihre Bildung dem Vorhandensein von Mangankarbonatlagern; die von Miguel Burnier sind direkt in Manganoxyde umgewandelt, während die von Queluz (Lafayette) im Kontakt mit dem Eruptivgneis zuerst kontaktmetamorph in Spessartinfels umgewandelt und erst später in Manganoxyde zersetzt wurden. Beide sind sedimentären Ursprungs, wie die Itabirite, mit denen sie wechsellagern. Die Manganerze von Queluz hat Verf. in einer Notiz über das Vorkommen von Atopit in Miguel Burnier (Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 240) hinsichtlich der Genesis mit

denen von Langban verglichen und das Spessartin-Rhodonit-Gestein als dem „Skarn“ ähnlich gedeutet. Als dem Queluzittypus der Manganerze angehörig sind noch die von Barbacena, Minas Geraes, und nach neueren Beobachtungen O. A. Derby's auch das von Nazareth in Bahia zu nennen.

A. Sachs.

Experimentelle Geologie.

W. J. Sollas: Recumbend Folds produced as a Result of Flow. (Quart. Journ. Geol. Soc. 1906. **62**. 716—719.)

Bei der großen Bedeutung, die gegenwärtig die Überfaltungstheorie erlangt hat und der anderseits bestehenden Schwierigkeit, sich den Verlauf dieser Überfaltungen mechanisch zu erklären, weist der Autor auf Experimente hin, die er in früheren Jahren mit „Pechgletschern“ gemacht hat. Strukturen, die sich hier aus der fließenden Bewegung ergaben, weisen große Ähnlichkeit mit den Strukturen der alpinen „Decken“ auf. Sie geben einen Anhalt, wie man sich den Zusammenhang zwischen der „Decke“ und ihrer „Wurzel“ vorstellen kann.

Die Anordnung der Experimente ist derart, daß verschieden gefärbte Pechschichten beim Abwärtsgleiten Hindernisse überwinden müssen. Diese wirken zunächst stauend, dann findet ein Hinweggleiten über sie statt in Form gelappter Decken die z. T. nach „Klippen“art auseinandergezogen erscheinen.

Hans Philipp.

O. Barus: Note on Volcanic Activity. (Amer. Journ. of Sc. **174**. 483—484. 1907.)

Verf. hatte früher nachgewiesen, daß künstliche, aber in ihrer Zusammensetzung mit vulkanischen Produkten durchaus übereinstimmende Gläser sich schon bei Temperaturen unter 200° unter Kontraktion von 20—30 % (bezogen auf das System Glas und flüssiges Wasser) in Wasser aufquellen resp. sich auflösen; mit zunehmender Temperatur steigt die Schnelligkeit des Vorganges. (Dies. Jahrb. 1901. I. -438—440-.)

Wenn sich nun Wasser in Glas bei 300° leichter auflöst als bei 200°, so muß Wasser, das an den Küsten der Ozeane durch irgend welche Vorgänge in die Erdrinde eindringt, von den höhern Gebieten der niedern Temperatur zu den tieferen mit höherer Temperatur diffundieren; der mit der höheren Temperatur verbundene größere Dampfdruck vermag den Vorgang nicht erheblich zu beeinflussen. Die tieferen Lagen müssen daher sowohl infolge der höheren Temperatur wie der vermehrten Lösung leichtflüssiger werden; die Temperatur der tieferen Teile muß noch durch die Kontraktion des Systems steigen. Infolgedessen werden die tieferen Teile durch Konvektionsströme in höhere Lagen geführt und hierdurch wird in derartigen Gebieten in höheren Teilen der Erdrinde eine abnorm hohe

Temperatur hervorgebracht, die ihrerseits wieder die Lösung von Wasser und Glas begünstigt und infolge der hierbei auftretenden Kontraktion von neuem Wärme erzeugt. Beide Ursachen einer lokalen Wärmeerhöhung wirken somit zur Erregung vulkanischer Tätigkeit zusammen.

Milch.

Topographische Geologie.

F. Mühlberg: Beobachtungen bei der Neufassung der Limmatquelle (zu Baden) und über die dortigen Thermen im allgemeinen. (Eclogae geol. Helvetiae. **9**. 56—58. 1906.)

Die Limmatquelle zu Baden (Schweiz) mußte im Frühjahr 1904 neu gefaßt werden, wobei ihr Quellort bloßgelegt wurde. Es zeigte sich dabei, daß die Quelle auf einer Verwerfungsspalte austritt, zu deren Seiten Keuperschichten in antiklinaler Stellung liegen. Der eine Flügel liegt 6 m tiefer als der andere. Die Ziegelsteine der Quellfassung von 1828 sind durch das 47° C. warme Wasser mit seiner Kohlensäure gar nicht angegriffen, außer an einer Stelle. Verf. stellt fest, daß der Erguß der warmen Quellen von Baden keine Beziehungen zum Wasserstand der Limmat, wohl aber solche zu den Regenmengen (und zwar mit etwa zwölfmonatlicher Verspätung), speziell mit den Schwankungen der Regenmenge im Jura, zeigt.

Otto Wilckens.

L. W. Collet: Étude géologique de la Chaîne Tour Saillère—Pic de Tanneverge. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 19. Lief. (des ganzen Werkes 49. Lief.) 32 p. 4 Taf. 1904.)

Die Berge, deren geologische Beschreibung hier vorliegt, gehören jenen Kalkketten an, die sich im SO. an die kristalline Zone der Aiguilles rouges anlehnen. Die Tour Saillère, ein Gipfel von 3227 m Höhe, liegt südlich der Dent du Midi. Auf dem Kamm der südwestlich streichenden Kette verläuft die schweizerisch-französische Grenze. Die Cabane de Barberine, die man von Finhaut aus in drei Stunden erreicht, bildet den touristischen Ausgangspunkt für dies Gebirgsstück.

Die Schichtfolge in diesem Gebiet beginnt mit der Trias, die sich von unten nach oben aus Quarziten, roten und grünen Schiefern mit viel Wellenfurchen und dolomitischen Kalken nebst Rauhwacken aufbaut. Lias und Dogger kann man bei dem absoluten Fossilmangel nur schwer trennen. Ersterer besteht aus Schiefern und sandigen Kalken, letzterer aus sandigen Kalken, z. T. mit Knollen. Gelblich anwitternde, schieferige Tone vertreten das untere Oxford. Diese Stufe hat zahlreiche verkieste Ammoniten geliefert. Die Fauna entspricht derjenigen der *Renggeri*-Tone. Schwarze schieferige Kalke dürften die Zone des *Peltoceras transversarium* vertreten. Darüber folgt der Malm, schwarze, angewittert graue, kompakte Kalke, die eine Gliederung nicht erlauben. Verf. hat mehrere Gesteine analysiert.

	H_2O	$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	MgO	CO_3Ca	Ton	Sa.
Tieferer Dogger . .	0,24	0,47	0,15	92,15	7,49	100,50
Oberer Dogger . . .	—	0,81	0,20	83,80	16,07	100,88
Oberes Oxford . . .	0,15	2,10	0,68	92,08	4,35	100,08
Malm (Tour Saillère)	0,1	0,41	0,29	98,00	1,55	100,35
Malm (Pic de Tanneverge)	0,1	0,36	0,66	97,9	1,06	100,08

Die Tour Saillère wird im wesentlichen aus einer großen liegenden Antiklinale gebildet, von der man in der Nordostwand des Berges den Lias-Doggerkern sieht, der von einer verkehrten Folge von Oxford, Malm, Neokom, Gault, Eocän und Flysch getragen und von Oxford und Malm überlagert wird. Vorn ist diese Antiklinale durch eine spitze Mulde in zwei liegende Falten zerlegt, von denen die obere wieder fingerförmig zerteilt ist. Der liegende Schenkel dieser liegenden Falte ist unvollständig, indem unter dem Flysch der Mulde nur noch etwas Lias und Trias über dem kristallinen Gebirge liegt. Die ganze liegende Mulde unter der liegenden Tour Saillèrefalte verschwindet gegen Südwesten, und so nimmt auch diese letztere selbst nach Westen mehr und mehr an Bedeutung ab. In dem Maße wie sie zurückgeht, wird sie aber durch zwei Falten ersetzt, die sich auf sie hinauflegen, die der Rosses und die des Tanneverge. Es ist dasselbe Verhältnis, wie es auf der rechten Seite der Rhône zwischen der Dent de Morclesfalte (der die Tour Saillèrefalte entspricht) und den Falten der Diablerets und des Wildhorns besteht. Gegen Westen zeigen die drei Falten starke Schuppung und ihre Achsen senken sich in derselben Richtung.

Was die bedeutenden Lücken in der normalen Schichtfolge über den kristallinen Gesteinen an der Tour Saillère angeht, so liegt an der Dent de Morcles eine völlig analoge Erscheinung vor. Für die Tour Saillère möchte Collet zur Erklärung lieber an das Vorhandensein von Aufwölbungen zur Jura- und Kreidezeit infolge der hercynischen Faltung als an eine Abhobelung durch die Stirn der liegenden Antiklinale denken.

Die Arbeit schließt mit einem Überblick über die im Gebiet nachweisbare Glazialerosion und mit der Beschreibung mehrerer Ammoniten aus dem oberen Malm, darunter der *Oppelia glabra* n. sp.

Otto Wilckens.

J. J. Pannekoek: Geologische Aufnahme der Umgebung von Seelisberg. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 17. Lief. (des ganzen Werkes 47. Lief.). 25 p. 1 Karte. 1905.)

Die Arbeit behandelt die Geologie des Gebirgsstückes zwischen Emmetten, Treib, Seelisberg und Niederbauen. Die Schichtfolge in diesem vom Verf. im Maßstab 1 : 25 000 kartierten Gebiet beginnt — wenn man von etwas Jurakalk der Klippendecke absieht, der in der SW.-Ecke noch in das Kartengebiet hineingreift — mit den grauen, kompakten Kalken

und Kalkschiefern des Berrias. Darüber folgen 300—500 m dunkler Kieselkalk und graue Mergelschiefer in zweitausendmaliger Wechsellagerung, ersterer in 10—20 cm, letzterer in $\frac{1}{2}$—2 cm mächtigen Schichten. Dieser Kieselkalk vertritt das Valangien und reicht noch in das Neocom hinauf, das aber zur Hauptsache aus dem „Spatangenkalk" (80—150 m) besteht, einem weniger kieseligen Kalk in mächtigeren Bänken. Ohne scharfe Grenze folgt dann der Schrattenkalk, dessen untere fossilarme Hälfte zum Urgon, dessen obere, an Versteinerungen reiche Abteilung in das Aptien gehört. Das Albien wird durch Echinodermenbreccie und Grünsandkalke (*Concentricus*-Schiefer), das Vraconnien durch die Ellipsoiden-Grünsandkalke vertreten. Ein schwarzer, glaukonitischer, bituminöser Kalksandstein von der Südseite des Seelisbergerseelis hat eine Fauna geliefert, die an die der Clansayesschichten erinnert. Die Kreideserie schließt mit den dichten, hellgrauen, von tonig-kohligen, sehr unregelmäßigen Zwischenhäuten durchsetzten Seewerkalken und endlich den hellgrauen, mergeligen Seewerschiefern. Dunkle Tonschiefer, schwarzblaue, dichte Kalksteine und Nummulitensandsteine bauen das Tertiär auf. Bei den glazialen Ablagerungen muß man zwischen dem vom großen Reußgletscher abgelagerten Erraticum und den lokalen Moränen des Bauenstockgebietes unterscheiden.

Die Gesteinsschichten sind in Falten von im wesentlichen westöstlichem Streichen gelegt. Von Nord nach Süd folgen: Das Gewölbe Schöneck—Sonnenberg—Axenstein, die Mulde Emmetten—Seelisbergerseeli—Morschach und das Niederbauen—Frohnalpstockgewölbe. Dies letztere ist im Osten als liegende, weiter westlich als überliegende Falte ausgebildet. Ihr Scheitel senkt sich rasch nach Westen. Der Mittelschenkel ist im Osten deutlich reduziert. Den Kern der Emmetten—Morschacher Mulde bildet Eocän. Der Gewölbescheitel des nördlichen Gewölbes steigt vom Axenstein nach Westen bis zum Oberwald bei Seelisberg um 400 m an, um dann wieder abzufallen. Von den Brüchen, die im Kartierungsgebiet auftreten, ist die NNO. streichende Verwerfung Gwand—Bitzi—Oberfrutt—Seelisberg die wichtigste. An ihr liegt die Osthälfte des Schöneck—Sonnenberggewölbes 200—250 m tiefer als die Westhälfte. Diese ist höher gestaut, jene flacher gewölbt. Die Sprunghöhe des Bruches nimmt nach Süden allmählich ab, im Mittelschenkel der Niederbauenfalte ist die Verwerfung schon sehr gering, und im Neocom des Gewölbkernes ist keine Störung mehr vorhanden. Dieser große Bruch findet sein spiegelbildliches Analogon auf der östlichen Seite des Urnersees auf der Linie Ölberg—St. Franziskus. Ebenso wie das nördliche Gewölbe die Störungen gerade im hangenden Schenkel zeigt, so auch des Niederbauengewölbe. Hinter den Falten treten aber diese Brüche ganz zurück; sie sind wahrscheinlich erst in der letzten Phase der Bewegung entstanden.

Was die Oberflächengestalt anlangt, so verlaufen die größten Bäche quer zu den Falten. Karren sind auf dem Schrattenkalk überall verbreitet. Das Felsbecken des Seelisbergerseelis liegt in die Emmetten—Morschachmulde eingesenkt. Schutthalden begleiten die steilen Schratten-

kalk- und Neocomwände, ein Bergsturz erfolgte 1885 oberhalb Schöneck. Bei steiler Schichtenstellung tragen Neocom und Seewerkalk Wald, Schrattenkalk trägt diese Bedeckung durchweg, flach gelagerte Neocom- und Seewerkalke, Gault und Glazialboden sind meist mit Wiesen bestanden.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Über den Berglitenstein und die Grabser Klippe. (Eclogae geol. Helv. **9**. 425—437. 1907.)

Die Grabser Klippe ist die östlichste nordschweizerische, auf dem Flysch der helvetischen Decken ruhende Klippe, ein Zwischenglied zwischen den Iberger Klippen und dem Falknisgebiet. Sie liegt etwa $1\frac{1}{2}$ Stunden von der Eisenbahnstation Buchs (Rheintal) entfernt. Der „Berglitenstein", dessen exotische Natur schon lange bekannt ist, stellt nur einen kleinen Teil der Klippe dar, die im ganzen fast 1,5 km Länge und 200—300 m Breite besitzt. Das Gesteinsmaterial der Klippe ist mannigfaltig und wechselnd. Die genaue Altersbestimmung mancher Horizonte steht noch aus. Schon lange bekannt ist das Tithon vom Berglitenstein, ein wohlgeschichteter, lichtgrauer Aptychenkalk, der über mergelig-schieferigem Glimmersand liegt. Es kommt darin u. a. *Calpionella alpina* Lorenz vor. Gut erkennbar sind außerdem typisch ausgebildete Couches rouges, rote, gelbliche und graue Mergelschiefer mit Globigerinen. Eigenartig sind die groben Quarzite bei den Häusern Winnewies.

Die Gesteine der Grabser Klippe kommen in dem helvetischen Faziesgebiet ihrer Umgebung nicht vor. Zweifellos ruht die Klippe wurzellos auf dem helvetischen Flysch des Nordschenkels der fast ganz verflachten Voralpsee-Mulde, die Churfirsten und Alviergruppe miteinander verbindet. Sie ist ein Stück Klippendecke (nach der Steinmann'schen Bezeichnung), andere Decken sind in ihr nicht vertreten. Die Lokaltektonik der Klippe ist durch zahlreiche kleine Querbrüche kompliziert. Abgesehen vom Berglitenstein, wo das Tithon z. T. senkrecht steht, zeigen die Schichten meist flaches Einfallen.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. (Eclogae geol. Helv. **9**. 413—424. 1907.)

Nicht alle exotischen Blöcke im Flysch dürfen auf Abschürfung und Einknetung bei der Bewegung der Überschiebungsdecken zurückgeführt werden. Am Ostende des Mattstocks bei Amden und im Gebiet von Habkern, ja überhaupt vom Thuner See bis ins Vorarlberg, liegen die exotischen Blöcke in dem Flysch der höheren helvetischen Decken. In den lepontinischen Decken finden sich die Gesteine der Blöcke — es sind lauter saure kristalline Gesteine — nicht. Die exotischen Blöcke müssen südlich des Aarmassivs abgelagert sein, wahrscheinlich durch Eisschollen transportiert. In Amden kommen sie im eocänen Flysch, der stratigraphisch unter Nummulitenkalk gehört, vor.

Zum Unterschied von diesen, eine stratigraphische, nicht eine tektonische Erscheinung darstellenden Blöcken könnte man als Klippenblöcke Blöcke von Gesteinen der höheren Decken, Deckschollenreste usw. bezeichnen.

Die Gerölle der subalpinen Nagelfluh können nicht von den fertigen Decken der Klippen abgeleitet werden, sondern müssen vom Südrand der Alpen stammen. **Otto Wilckens.**

Ch. Sarasin: La chaîne du Simplon au point de vue géologique. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) **19**. 80—92. 1905. Mit 1 Taf.)

In allgemein verständlicher Weise wird der Aufbau des Gebirges, durch das der Simplontunnel gebohrt ist, die Gesteinsbeschaffenheit und der Deckenbau (den Gerlach schon in bezug auf den Antigoriogneis und den Lugeon dann voll erkannt hat) geschildert. Dann werden nach den Berichten von Schardt die Wassereinbrüche beschrieben und ein kurzer Überblick über die im Tunnel angetroffenen Temperaturen gegeben.

Otto Wilckens.

Ed. Sulzer-Ziegler: Der Bau des Simplontunnels. (Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Winterthur. 87. Jahresversammlung. 1904. 128—171. Mit 29 Taf.)

Eine sehr anschauliche Darstellung der Art und Weise, wie der Simplontunnel ausgeführt wurde, sowie der Methoden, die beim Bau zur Anwendung gekommen sind. Der Inhalt ist also technischer Art, aber auch für den Geologen interessant. **Otto Wilckens.**

H. Schardt: Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. (Archives Sc. phys. et nat. (4.) **23**. 356—385, 483—496. 1907. Taf. V, VI.)

Übersetzung des auf der Schweizer Nat. Gesellschaft zu St. Gallen gehaltenen Vortrags. (Vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -429-.)

Otto Wilckens.

W. Kilian: Notes sur la tectonique des Alpes françaises. (Ann. de l'université de Granoble. **16**. No. 1. 1904. 10 p.)

Abdruck der drei Artikel: „Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses“, „Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnaises“ und „Sur les phases de plissement des zones intra-alpines françaises.“ (Vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -253- bis -256-.)

Otto Wilckens.

E. Haug: Sur le pli couché des Diablerets. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **1**. 596—597. 1901.)

Hinweis darauf, daß Verf. schon 1894 erkannt hat, daß die Morcles—Muveran-Falte durch ein Bündel liegender Falten abgelöst wird, deren äußerste, die der Lizerne und der Diablerets, auf verschiedenen tektonischen Elementen liegt, nämlich auf dem Cephalopodenneocom, das sich keilförmig zwischen Diablerets und Muverean einschiebt, und auf der Trias-Jurazone von Bex. **Otto Wilckens.**

H. Douvillé: Observations géologiques dans les environs d'Interlaken. [Observations de M. Bertrand.] (Bull. soc. géol. de France. (3.) **28**. 57—63. 1900.)

In der Umgebung von Interlaken kann man drei Schichtkomplexe unterscheiden: 1. Ein wurzelndes System mit helvetischer Fazies (daher H genannt) und charakterisiert durch die starke Entwicklung der kieseligen Bartoniensandsteine des Hohgant und den tonigen Flysch. Darüber liegt 2. eine von Süden her kommende liegende Falte oder Überschiebungsdecke, die zuerst von Bertrand und Golliez erkannt ist und die Verf. deshalb das System BG nennt. Es besteht aus Urgon, oberer Kreide und tonigen Eocänsandsteinen ohne Fossilien und baut die Berge Rothorn, Morgenberghorn, Dreispitz und Bachfluh auf, während dem System H der Beatenberg, Waldegg und Buchholzkopf angehören. 3. Zwischen diese beiden Systeme legt sich die Decke der Klippen und exotischen Blöcke, mit K bezeichnet, die bald ganz verschwindet, bald mehr anschwillt. Diese Decke liegt im Flysch, aber der Flysch über und der Flysch unter K ist verschieden, der untere gehört zur wurzelnden Masse H, der obere zu der verkehrten Schichtfolge von BG.

Die Niesenkette stellt die Stirn oder den Gipfel der großen liegenden Falte BG dar. Die Decke K steht einerseits mit den Voralpen, anderseits mit den Kalken der Kientalberge im Zusammenhang.

Marcel Bertrand widerspricht der Auffassung, daß die Decke der exotischen Massen nicht über die Schieferketten des Berner Oberlandes und die Glarner Falten gehören. Man kann die von Douvillé geschilderten Verhältnisse durch eine Faltung der Decken erklären.

Otto Wilckens.

W. v. Seidlitz: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **16**. 232—367. 5 Taf. 1906.)

Der Hauptkamm des Rätikons streicht, von der Silvretta ausgehend, zuerst nach Norden, dann, vom Plasseggengrat an, nach Westen. Das von Seidlitz untersuchte Gebiet reicht von den Kirchlispitzen und dem Lüner See im Westen bis nach Klosters, östlich bis zum Illfluß und zum Gargellenbach. Der N.—S. gerichtete Gebirgsast zeigt Berggipfel aus

kristallinen Gesteinen, während für den O.—W. verlaufenden die hellleuchtenden Jurakalkwände der Scheienfluh, Sulzfluh, Drusenfluh und der Kirchlispitzen charakteristisch sind. Diese und jene umrahmen das Bündnerschieferland des Prättigaus, das landschaftlich wie geologisch im stärksten Gegensatz zu der Gebirgsmauer des Rätikons steht.

Die Schichtfolge in SEIDLITZ' Arbeitsgebiet ist folgende:

Die kristallinen Gesteine der Silvretta bestehen hier namentlich aus Hornblendeschiefern, Diorit, Gneis, Glimmerschiefern und stark gepreßtem Granit. Im Vorarlbergischen, also in den nördlichen Teilen des W.—O. gerichteten Gebirgsastes, treten drei Züge von kristallinen Gesteinen auf, von denen zwei sich aus Gneis, Hornblende- und Glimmerschiefer zusammensetzen, während sich ein dritter aus Diorit und Gabbro dazwischenschiebt. Endlich ist noch „der grüne Granit des Prättigaus und von Plasseggen" zu erwähnen, der an verschiedenen Stellen und wahrscheinlich als Überschiebungsapophysen auftritt. Er gleicht den Granitkomponenten der Falknisbreccie.

Das älteste, seinem Alter nach sicher bestimmbare Gestein ist der Verrucano, der sich meist in normalem Schichtverbande befindet und unten mit blutroten bis dunkelroten Schiefern beginnt, die sich leicht mit dem jurassischen Radiolarit verwechseln lassen. Darüber liegt roter Sandstein von verschiedenem Korn, manchmal auch — so im Rellstal — typische Konglomerate mit Quarzporphyrmaterial. Eng schließt sich daran der Buntsandstein an, der vier verschiedene Ausbildungsformen zeigt: gelbliche, rosa oder rote Sandsteine, grobe Konglomerate aus rosa Quarzit und Milchquarz, weißen Quarzit und rosa bis himbeerfarbenen Quarzit. „Untere Rauhwacke und gelber Dolomit der unteren Trias(?)" besitzen nur geringe Verbreitung. Erstere ist gar nicht sicher nachzuweisen, letzterer besitzt im Anschlag eine hellblaugraue, verwittert eine gelbliche bis Orangenfarbe. Durch Fossilien bestimmbarer Muschelkalk kommt nur im Gebiet der normalen Trias vor. Sonst ist er nur an seiner dunkeln bis pechschwarzen Farbe und an seinen Hornsteinbänken zu erkennen („Virgloriakalk"). In der „Aufbruchzone" wird er durch den „Streifenschiefer" vertreten, der aus einer Wechsellagerung von dünnen Bänkchen eines dunklen, stumpfglänzenden Schiefers und eines oft mehr vorherrschenden rosa oder grauen bis schwarzen Kalkes besteht. Er ist fossilleer, aber ständig mit Rauhwacke verknüpft, was für sein triadisches [diese Form ist richtiger und schöner als „triassisch". Ref.] Alter spricht. Partnachschichten und Arlbergkalk lassen sich nicht sicher nachweisen. Die oberhalb der Sulzfluhkalke häufigen Rauhwacken dürften durchgängig der Raibler Stufe angehören. Der mächtige Hauptdolomit beginnt mancherwärts mit Rauhwacke, an der Mittagsspitze mit einer Breccie, deren Komponenten mehr als Kopfgröße erreichen. In der ostalpinen Trias erscheint der Rhät als ein Band von dunklem Mergelschiefer von geringer Mächtigkeit, bankweise von *Lithodendron*-artigen Korallen durchsetzt.

Lias ist nirgends durch Versteinerungen nachweisbar. Adnether Kalk scheint aber in der Fortsetzung der Mittagsspitzenmulde bei Plas-

seggen vorzukommen. Ferner sind gewisse Breccien zum Lias zu rechnen, die der unteren Chablais-Hornfluhbreccie gleichen und Triaskalk und -dolomitbrocken in einem hellgrauen, stark gekneteten Kalk zeigen. Darüber liegt Dachschiefer und dann feinere obere Breccie — also ganz wie in den Voralpen. Die Unterscheidung von Tristelbreccie ist oft schwer. Kristalline Komponenten fehlen meist, aber nicht immer. Von den durch Lorenz im westlichen Rätikon unterschiedenen fünf Ausbildungsarten des Malm finden sich die Sulzfluhkalke, die Falknisbreccie, der Malmschiefer und der Radiolarienhornstein. Der Sulzfluhkalk hat Seidlitz eine reiche Fauna geliefert, in der Nerineen, Korallen und Ellipsactinien hervortreten und deren neue Formen in einem Anhang beschrieben werden (*Nerinea Hoheneggeri* Peters var. *raetica*, *Nerinea* n. sp., *Chemnitzia* n. sp., *Cylindrites* n. sp., *Isocardia* sp., *Corbis* sp.). Die grauen Malmschiefer sind durch Radiolarien und *Calpionella alpina* Lorenz charakterisiert. Sie zeigen Übergänge zu Châtelkalken. Am NO.-Abhang des Gafiertals dicht am Talegg wechsellagern diese Schiefer mit Sulzfluhkalk und Radiolarit. Die Falknisbreccie ist auch hier eine polygene Breccie aus Kalken und kristallinen Gesteinen, unter denen ein grüner, juliergranitartiger Granit hervortritt. Sie kommt nur unter-, die roten und grünen Radiolarite dagegen nur oberhalb der Sulzfluhkalke vor. Die Radiolarienhornsteine sind stets eng mit Diabasporphyrit und Ophicalcit verknüpft.

Die untere Kreide zeigt Flyschcharakter. Hauptsächlich treten in ihr auf: braune, eisenschüssige Sandsteine, schwarze, rostgelb angewitterte Schiefer („Topfscherbenschiefer"), schwarze, braune, grüne Mergelschiefer mit einer reichen Algenflora und spätige Bänke von brecciösem Kalk mit *Orbitulina lenticularis* und Hornsteinlagen. Im östlichen Rätikon finden sich die eigenartigen „Mandelschiefer". Es sind Gesteine, in deren schieferig-sandiger Grundmasse in weiten Abständen einzelne kugelige bis mandelförmige Brocken von Triaskalk und -dolomit, Malm und kristallinen Gesteinen liegen.

Die obere Kreide ist durch typisch rotgefärbte, seltener graue „Couches rouges" mit reicher Globigerinenfauna vertreten, während sich unter der Tithonüberschiebung die „Globigerinenschiefer" einstellen, die sich von den Couches rouges nicht ganz scharf trennen lassen.

Zur Frage nach dem Alter der Bündner Schiefer kann v. Seidlitz nicht viel neues Material beitragen. Bemerkenswert ist, daß er im Flysch der Goldrosenhütte, aus der Lorenz einen *Orbitoides* erwähnt, die Mikrofauna der Tristelbreccie entdeckt hat.

Unter den basischen Eruptivgesteinen des Gebietes ist der Serpentin der Schwarzhorn—Seehorn-Antiklinale das wichtigste. Der Serpentin ist jünger als Jura und Kreide.

Faziell lassen sich im Rätikon drei Zonen unterscheiden, die man früher als die der Bündner Schiefer, die der vindelizischen Schichtfolge oder die Aufbruchzone und als die ostalpine Zone unterschieden hat. Innerhalb der Aufbruchzone kann man drei untergeordnetere Zonen trennen, die Klippen-, Breccien- und rhätische Zone oder, wie wir auch gleich

sagen können, Decke. Denn der Rätikon wird aus Decken aufgebaut, und jede Decke besitzt ihre charakteristische Schichtfolge.

Verbreitung der Formationen und Fazies in den einzelnen Zonen resp. Decken:

I. Gebiet der Bündner Schiefer: Flysch der unteren Kreide, Globigerinenschiefer, Lias?, Tertiärflysch?.

II. Klippendecke. Hier lassen sich zwei Zonen unterscheiden:

a) Zone der Falknisbreccie.

Juliergranit, Muschelkalk mit Hornsteinbändern, Rauhwacke, Falknisbreccie, Kreideflysch?, Couches rouges?.

b) Zone der Sulzfluhkalke.

Sulzfluhkalk, Kreideflysch, Tristelbreccie, Couches rouges.

III. Brecciendecke.

Streifenschiefer, Rauhwacke, Dolomit, Liasbreccie und -flysch(?), graue (Malm-?)Schiefer, Flysch und Breccie der Unterkreide, Couches rouges.

IV. Rätische Decke oder Zone der ophiolithischen Eruptiva.

Radiolarienhornsteine, Kreide(?)flysch mit Fukoiden, Mandelschiefer, Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Variolit, Diabasporphyrit.

V. Ostalpine Decke.

Kristalline Schiefer, Diorit, Juliergranit, Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Rauhwacke, Dolomit (Haupt-), Rhät, Adnether Lias(?), Liasbreccie?.

Lagerungsverhältnisse:

Über den Bündner Schiefern, die wenigstens z. T. der Kreide angehören, erhebt sich die Mauer der oberjurassischen Sulzfluhkalke, die sich zwischen Scheienfluh und Rätschenhorn bedeutend erniedrigt. Darüber lagert sich das wilde Durcheinander der Schiefer und Breccien der Aufbruchzone, und die kristallinen Schiefer der Silvretta resp. die ostalpine Trias der Scesaplana usw. krönen das Ganze. Im wesentlichen herrscht also eine verkehrte Schichtfolge, und im einzelnen zeigt sich eine ungeheure Komplikation. Verf. schildert zunächst die Einzelheiten des tektonischen Baus in mehreren Kapiteln, deren erstes „Die Umgebung der Tilisunahütte“ überschrieben ist. Bei dieser Hütte des Deutschen und österreichischen Alpenvereins befindet man sich in einem Gebiet von Schiefern und Breccien der Breccien- und rhätischen Decke, deren einzelne Glieder sich z. T. in W.—O. streichenden Zügen verfolgen lassen, z. T. aber auch zu regellosen „Quetschzonen“ verschweißt sind. Der Brecciendecke sind drei Streifen von rhätischer Decke muldenartig eingelagert und in die rhätische Zone ist noch ein Keil von ostalpinen Gesteinen, Gneis, Verrucano und Rauhwacke hineingetrieben. Der Gneis tritt in isolierten Massen am Motadonakopf, Bilkengrat, Gaisspitz und Kessikopf auf. Es sind Keile, die an den höchsten Punkten am breitesten entwickelt sind und die sich, wie man an den Hängen des Gauertales sehen kann, in der Tiefe zuspitzen und von einem Verrucanomantel umgeben werden. Mit anderen Worten: es sind wurzellose Massen in pseudo-synklinaler Lage-

rung. Ähnlich ruht das Dioritmassiv Schwarzhorn—Seehorn dem umgebenden Serpentin der rhätischen Decke, ohne in die Tiefe zu setzen, wie auf einer Schüssel auf. Die weiter nördlich folgende Dolomitmasse der Tschaggunser Mittagspitz gehört der ostalpinen Decke an. Die Dolomite der Gafierplatten müssen als ihre Fortsetzung betrachtet werden.

In einem zweiten Abschnitt verfolgt Verf. die zwischen die Sulzfluhkalke und die kristallinen Schiefer eingeschobene Schieferzone in dem Gebiet südsüdöstlich der Tilisunaalp weiter. In der Gegend der Weberlishöhle, des Schollbergs, der Gempifluh, des Gafiertales, an den Abhängen des Madrishorns und am Madrisjoch bietet sie vorwiegend das Bild einer Quetschzone von z. T. ungeheurer Regellosigkeit.

Sehr wichtig für die Auffassung der Tektonik ist der Umstand, daß sich in den kristallinen Schiefern der Silvretta im Gargellental (einem Nebental des Montafon) ein von der Erosion geschaffenes Fenster öffnet. Auf der westlichen Talseite beobachtet man zwischen einer 30—40 m hohen Wand von Tithonkalk (unten) und den kristallinen Gesteinen der ostalpinen Decke (oben) Verrucano, Streifenschiefer, grauen Schiefer, Ophicalcit (obere Quetschzone), während unter dem Tithon Granit in 30 bis 75 cm Mächtigkeit und graue Kalkbänke liegen (untere Quetschzone) und ihn von den basalen Bündner Schiefern trennen. Auf der östlichen Talseite findet man nur Tithon ohne Quetschzonen.

Was das Gebiet westlich der Tilisunahütte anlangt, so sucht Verf. zunächst den Anschluß an die Lorenz'schen Untersuchungen, indem er von den Kirchlispitzen ausgeht, die einen regelmäßigen Schuppenbau aus Tithon und Couches rouges aufweisen. In der Taleinsenkung Lüner See—Nerrajöchl—Schweizertor läuft in der Mitte ein Streifen rhätischer Gesteine, während zu beiden Seiten Breccien, Schiefer, Rauhwacken und Streifenschiefer der Brecciendecke ziehen. Östlich des Schweizertores ist diese ganze Zone durch eine bedeutende Querverschiebung zwischen dem Gneis des Kessikopfes und der Drusenfluh auf engen Raum zusammengedrängt.

Die Sulzfluhkalke erscheinen regelmäßig geschuppt, was man an dem Auftreten der Couches rouges erkennen kann. An den drei Türmen der Drusenfluh zeigen sich die Schuppen schon in der äußeren Gestalt des Berges; die mächtige Sporerplatte z. B. ist die Gleitfläche der Gipfelschuppe. Durch Blätter und Querverwerfungen erhalten Kirchlispitzen, Drusen-, Sulz- und Scheienfluh ihre ganze Gestalt. Die Umbiegung in der Streichrichtung des Gebirges aus W.—O. in N.—S. ist mit kulissenartigen, staffelförmigen Verschiebungen verbunden.

Das von Seidlitz bearbeitete Gebiet ist von großem Interesse für die Alpengeologie. Verf. ist vier Sommer mit der Aufnahme beschäftigt gewesen und war „während Dreiviertel dieser Zeit von der Ansicht befangen, es könne nur eine Auffaltung aus dem Untergrunde vorliegen". Die vielen Schwierigkeiten, die bei dieser Auffassung ungelöst bestehen blieben, hoben sich bei Zugrundelegung der Deckentheorie für die Deutung des Beobachtungsmaterials. Der Rätikon ist aufgebaut aus ortsfremden,

von Süden gekommenen Überschiebungsdecken. Allerdings liegen die Decken nicht glatt horizontal übereinander, sondern sind in einer sekundären Periode der Gebirgsbewegung stark gefaltet und auf diese Weise miteinander verzahnt. Die Keile vom ostalpinen Gneis und das Dioritmassiv des Schwarzhornes und viele andere Erscheinungen finden so ihre tektonische Erklärung. Das mittlere Stück des schematischen Profils, das Verf. auf p. 349 gibt, ist beobachtet; es enthält entscheidende Beweise für die Auffassung des Verf.'s.

Die Deckentheorie bietet nicht nur eine Erklärung für die Tektonik, sondern auch für die faziellen Verhältnisse: die Übereinstimmung der Klippen- und Breccienzone mit den Freiburger Alpen, die Wurzellosigkeit der ophiolithischen Eruptiva der rhätischen Decke, die großen Faziesverschiedenheiten auf engem Raum.

Die Arbeit ist mit einer großen Anzahl sehr instruktiver geologischer Landschaftsbilder und Profile ausgestattet. Wir begrüßen sie als einen wichtigen Beitrag zu der für das richtige Verständnis des Baus des gesamten Gebirges so unentbehrlichen Kenntnis der Bündner Alpen.

Otto Wilckens.

Albert Heim: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. (Geol. Nachlese No. 15. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. **51**. 1—49. 2 Taf. 1906.)

Bei Chiasso fallen die Schichten am südlichen Alpenrande bei NW.—SO.-Streichen ziemlich steil gegen SW. Von den Alpen gegen die Ebene zu trifft man in normaler Folge auf immer jüngere Schichten. Die Breggiaschlucht schließt ein schönes Profil in dieser Serie auf, deren erodierte Schichtköpfe von 400 m über dem Meere an abwärts diskordant und ungestört lagernde pliocäne Bildungen tragen.

Die Stratigraphie der alpin aufgerichteten Gesteine der Breggiaschlucht ist folgende:

Über dem unteren Lias von Arzo und Saltrio folgt der mittlere Lias, dunkelgrauer Kalkstein mit Spongitlagern von 2—3000 m Mächtigkeit. In der Schlucht bei Rovagino tritt aus diesen Schichten eine starke Quellengruppe hervor, die zur Wasserversorgung von Chiasso nutzbar gemacht ist. Dann kommen 100 m heller Lias in etwa 250 Schichtbänken mit unbestimmbaren Ammoniten und hierauf oberer Lias („Ammonitico rosso"), knollige Kalksteinbänke und Mergel, meist von mehr oder weniger intensiv roter Farbe. Diese nicht sehr mächtige Stufe ist reich an schlecht erhaltenen Ammoniten, führt aber keine Hornsteine wie die nun folgende, ca. 100 m mächtige Partie von Kalken und Mergeln, die den Übergang von Lias in den Dogger und von diesem in den Malm darstellt. Auch hier wechsellagern Kalk- und Mergellagen. Oben stellen sich einzelne grüngraue Hornsteinlagen ein, dann beginnen die roten Aptychenkalke und Radiolarite des oberen Malm. Der Radiolarienhornstein kann bis zu $\frac{1}{5}$ des 35—40 m mächtigen Komplexes ausmachen. An Fossilien haben sich

Aptychus, *Belemnopsis Zeuschneri* und *B.* cf. *semisulcata* gefunden. E. Blumer hat den Aptychenschiefer und Radiolarit mikroskopisch untersucht. In beiden heben sich die Radiolarien, die nie mehr als 0,25 mm Durchmesser erreichen, als rundliche klare Querschnitte heraus. Sie zeigen glatten oder zackigen Rand. Das Innere ist mit feinkörnigem, im Radiolarit mit etwas gröberkörnigem Quarz erfüllt. Sekundäre Calcitadern sind häufig.

Unvermittelt, aber völlig konkordant an glatter Schichtfuge liegt auf dem Radiolaritkomplex der schneeweiße, dichte Kalkstein des Biancone. Unten ist er massig, oben mehr geschichtet. Nach S. Blumer's Untersuchung tritt darin zahlreich *Calpionella alpina* Lorenz auf, die für den oberen Jura leitend ist, so daß der Biancone als Bindeglied von Tithon und unterer Kreide zu betrachten ist. In seinem Gestein lassen sich stylolithische Suturen beobachten, in denen schwarze, bituminös tonige Häutchen liegen. Sie spiegeln die Bewegungen wieder, die in dem noch unverfestigten, von marinem Grundwasser durchtränkten Gestein vor sich gingen. Wo die tonigen Häutchen fehlen, sind diese Bewegungen nicht sichtbar angedeutet.

Konkordant überlagern den Biancone homogene, schalig bröckelnde Mergel der Scaglia mit sehr wechselnden Farben, rot, dunkelgrün, grünlichgrau, schwarzbraun, weiß. In ihnen lassen sich zwei Synklinalen und ein Sattel beobachten. Die wahre Mächtigkeit beträgt etwa 300 m.

Weiter ist in der Breggiaschlucht selbst die Schichtfolge nicht aufgeschlossen. Anderswo in dem untersuchten Gebiete erscheinen aber als jüngste der alpin aufgerichteten Gesteine noch Flysch und Molasse. Ersterer ist durch glimmerreiche Mergelschiefer und Sandsteinbänkchen vertreten. Auf letzteren kommen Tierspuren und Wellenfurchen vor, an Versteinerungen wurden nur Foraminiferen gefunden. Der Monte Olimpino südlich von Chiasso wird aus Nagelfluh aufgebaut, die transgressiv diskordant auf dem Flysch lagert, aber dieselbe alpine Aufrichtung wie dieser erfahren hat. Es ist eine polygene Bildung. Die Gerölle bestehen zumeist aus kristallinem Gestein. Weiter südlich treten die Konglomerate hinter Sandsteinen zurück. Der Betrag des nach Süden gerichteten Fallens nimmt mit der Entfernung von den Alpen ab. Die Molasse ähnelt sehr der nordalpinen. Ihr Alter läßt sich nicht genau feststellen, doch ist es jedenfalls posteocän. Die Aufrichtung des ganzen Schichtenkomplexes, vom Verrucano ab, muß gleichzeitig, und zwar nach Absatz der Molasse, erfolgt sein.

Heim vergleicht in einem besonderen Abschnitt die Fazies der Sedimente am Nordabhang und am Südrand der Alpen. Hervorgehoben möge werden, daß er in den Nagelfluhgeröllen des ersteren manche Gesteinstypen aus den südlichen Alpen wiedererkennt.

Auf den Schichtköpfen der bisher besprochenen, durch die alpine Faltung aufgerichteten Schichten liegen in flacher Lagerung Pliocän und Diluvium. Ersteres beginnt mit Tonen und Sanden, die marine Konchylien und Blätter von Landpflanzen führen. Eine gleichalterige Ablagerung von anderer Fazies ist das „Pontegana-Konglomerat“. Es ist von den Moränen

leicht zu unterscheiden und wechsellagert mit den pliocänen Sanden und Tonen. Es ist in einer N.—S. gerichteten Vertiefung streifenförmig gelagert und stellt sich, wenigstens teilweise, als die Ausfüllung eines Tales oder Fjordes dar, dessen Verlauf sich gut verfolgen läßt. 99 % der Gerölle des Pontegana-Konglomerates sind gelbliche Kalksteine. Es ist Liasgestein, dessen ursprünglich graue Farbe durch Oxydation verändert ist. Das beweist die übereinstimmende sekundäre Gelbfärbung mancher anstehenden Liasgesteine, sowie der graue Kern, den manche Gerölle noch zeigen, ferner die mikroskopische Untersuchung, durch die massenhafte Spongiennadeln nachgewiesen wurden. Das Fehlen anderer Gesteine in dem Konglomerat deutet die Intensität der an die Auffaltung der Gesteinsschichten geknüpften Erosion an. Die Orographie der Gegend war im Pliocän in ihren großen Zügen schon fertig.

Alle älteren Ablagerungen werden von glazialem Material überkleidet. Dies tritt teils in der Form von mancherwärts bis 30 m mächtigen Grundmoränen, teils in der Form des sogen. Ceppo auf, d. h. verschwemmter Moränen und fluvioglazialer Schotter. Liaskalk und -hornstein sind das vorherrschende Material unter den Geschieben. Beim Rückzug der Gletscher ist es wahrscheinlich zur Bildung von Stauseen gekommen.

Es ist bemerkenswert, daß die Faltung am Südrand der Alpen vorpliocän, am Nordrand pliocän zu sein scheint. Heim versucht am Schluß seiner Arbeit, diese auffallende Erscheinung in einer Darlegung, wie man sich etwa die Reihenfolge der Alpendislokationen vorstellen kann, verständlich zu machen. **Otto Wilckens.**

P. Termier: Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) **7**. 174—189. 2 Taf. 1907.)

Lugeon und Argand haben nachgewiesen, daß das Piemont nicht autochthones, sondern Deckenland ist, und daß der Monte Rosa und der Gran Paradiso Aufwölbungen derselben Decke darstellen. Da kann es nicht mehr zweifelhaft sein, daß sich das Deckenland auch nach Frankreich fortsetzt und daß auch die Zone des Briançonnais und selbst die Carbonzone dazu gehören. Die Decke des Gran Paradiso würde in Frankreich den bisher sogen. Vanoise-Sattel, den Mt. Pourri-Sattel und das Ambin-Massiv bilden.

Zweck einer 1905 (mit W. Kilian) unternommenen Exkursion des Verf.'s war es, festzustellen, ob diese Auffassung sich bestätigte. Gleichzeitig sollten die früheren Ergebnisse über die Stratigraphie der Gegend nördlich und östlich der Vanoise nachgeprüft werden.

Über dem metamorphen Perm der Vanoise liegt Trias in der Fazies der alpinen Axialzone: unten Quarzit, darüber phyllitische Marmore nebst schwarzen oder grünen Schiefern, Rauhwacke und Gips, endlich Gyroporellenkalke. Nankinggelbe Kalke vertreten den Lias Im Tal der Leisse, nordöstlich des Col de la Vanoise, findet sich oberer Jura in Guillestre-

Fazies, vertreten durch weiße, rosa oder gelbliche, feinkristalline Kalke mit Belemniten und Aptychen. Ähnliche Bildungen sind zusammen mit Telegraphenbreccie etwas weiter nördlich im Triassockel der Glanzschiefer des Grande Sassière gefunden worden.

Die Gesteine zeigen Spuren starker Ausquetschung und erscheinen oft in Linsenform. Verf. hatte früher den Bau des Vanoise-Sattels im Leisse-Tal als eine Doppelfalte aufgefaßt, die eine gegen SO. oder O. und die andere gegen NW. oder W. gerichtet. Aber wie die Glarner, so ist auch diese Doppelfalte in Wirklichkeit nur eine einzige Decke. Über den permischen Gneisen der Vanoise liegt Trias und Jura, und darauf folgt die enorm gefaltete Trias der Grande Motte, die die Unterlage der Glanzschiefer bildet. Ringsum treten die Gneise des Vanoise-Massivs mit einer zerquetschten Synklinale in Berührung und tauchen nach allen Seiten unter Deckenpakete.

Die Trias zwischen dem Col de Chavière und Modane ist sehr kompliziert aus zahlreichen Schuppen aufgebaut. Die Glanzschiefer gehören einer höheren Decke an. Nach Kilian wurzeln die Faltenpakete mit Briançonnais-Fazies, die die Glanzschiefer der Sana und der Gr. Sassière tragen, im W. und sind nach Italien hin übergelegt. Dem kann Termier nicht beipflichten. Da die Briançonnais-Fazies an der Vanoise von den Glanzschiefern überdeckt wird, so kann sie ebensogut im O. wie im W. wurzeln. Sehen kann man davon nichts. Die gesamte Tektonik spricht aber für den östlichen Ursprung aller Decken. Die Vanoise-Gneise sind die wieder ans Tageslicht tretende Fortsetzung der Gran Paradiso-Gesteine, also Deckenland. [Beweis? Ref.] Die Glanzschiefer über ihnen sind ein Deckenpaket. Wenn es Marcel Bertrand 1893 verwirrte, daß ihnen Triaskalkbänke eingeschaltet sind, so wissen wir heute, daß jede solche Bank eine Spezialfalte darstellt, die, wenn auch nicht mehr als 50 m dick, viele Kilometer weit ohne Änderung ihrer Mächtigkeit in die älteren Gesteine eindringt. Zwischen Vanoisegneis-Glanzschieferdecken liegt das Faltenpaket mit Briançonnais-Fazies. Da das westliche Carbon und Perm, das von Villard de Bozel, der Aiguilles du Péclet und de Polset, von Modane usw. die Fortsetzung des Carbons und Perms der Vanoise ist, so muß auch das alles schwimmen. Nicht ein Fächersattel ist die Carbonzone, sondern eine schwimmende Decke mit sekundärer, fächerartiger Faltung. Diese Auffassung hatte Termier schon 1899/1902 verteidigt, aber auf Grund von Kilian's Einwürfen aufgegeben. Im Briançonnais selbst kann man allerdings die Deckennatur der Zone nicht nachweisen; dazu muß man vom Piemont ausgehen und die Vanoise durchqueren.

Termier's Profile vom Jahre 1903 (vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -258-) müssen somit geändert werden. Das Gebiet östlich der Flyschzone war dort als autochthon gezeichnet (bis auf die „vierte Schuppe"), jetzt aber ist es als Deckenland zu betrachten. Damit nähert sich der tektonische Charakter der französisch-italienischen dem der Schweizer und Ostalpen. In den neuen Profilen des Verf.'s muß natürlich wie in den alten noch manches hypothetisch bleiben. Das Auftreten einer Schuppe von Pelvoux-

granit am Plan de Phazy bei Mont Dauphin (Durance-Tal) und das Vorkommen von Glimmerschiefern bei Vellarly bei Moutiers glaubt Termier unberücksichtigt lassen zu können.

Bei der starken Faltung kann man das Alter der Gesteine nicht aus der Lagerung bestimmen. Das permische Alter der kristallinen Vanoise-Gesteine wird nur durch ihren seitlichen Übergang in normale Permbildungen bewiesen. Auffallend ist die enorme Verbreitung des Lias in Briançonnais-Fazies. Der Metamorphismus des Perms muß früher eingetreten sein als der der Schistes lustrés. Denn jenes wird von unveränderter Telegraphenbreccie bedeckt. Die Metamorphose der Glanzschiefer trat später und in einem Gebiet ein, das sich nach W. nicht bis in die Faziesgrenzen der Telegraphenbreccie erstreckte.

Die Carbondecke des Briançonnais dürfte ein liegender Sattel, keine mitgeschürfte Schuppe sein. Die Mulde eogener Bildungen, auf der sie ruht, ist auch eine Decke. Erst weiter westlich, im Pelvoux-, Grandes Rousses- und Belledonne-Massiv befindet man sich auf autochthonem Boden.

Otto Wilckens.

O. Ampferer: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1907. 389—393.)

Zwölf Kilometer südlich vom Kaisergebirge liegt rings von paläozoischen Schichten umgeben die Triasscholle des Gaisberges. Die Ausbildung der Trias zeigt nicht die wohlgegliederte Schichtenfolge, wie man sie aus Nordtirol gewohnt ist; sie erinnert den Verf. durch die Verkümmerung der kalkigen, mergeligen und sandigen Schichten gegenüber den großen Dolomitmassen vielmehr an die Ramsaufazies. Am Aufbau der Scholle beteiligt sich ein dunkler, wohlgeschichteter oberer Dolomit, der eine N.—S. streichende Mulde mit steil aufgerichtetem Ostschenkel bildet. Unter diesem kommt, durch unregelmäßig entwickelte Raiblerschichten von der oberen getrennt, eine helle, ungeschichtete untere Dolomitmasse hervor. Am Rande beider Dolomitmassive tritt an vielen Stellen Rauhwacke und Buntsandstein, dem paläozoischen Grundgebirge aufliegend, zutage. Nach der Ansicht des Autors verdankt die zweifellos stark dislozierte Triasscholle der tiefen Einsenkung in die paläozoischen Schichten ihre Erhaltung. Der Arbeit ist eine Skizze der Verbreitung der Triashorizonte und Glazialablagerungen im Gebiete des Gaisberges beigegeben. H. Gerth.

A. Tornquist: Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. (Sitz.-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1908. 9 p.)

Wie am Nordrand der Schweizer Alpen, so lassen sich auch im Allgäu zwischen Iller und Rhein drei verschiedene tektonische Zonen unterscheiden: Die Molasse-, Flysch- und Kreidezone. In der Schweiz erklärt Arnold Heim das Zustandekommen dieser Zonen durch drei zeitlich ge-

trennte Vorgänge. Zunächst fand die Überschiebung des Kreidegebirges auf den Flysch statt. Hierauf erfolgte die Faltung der Molasse und eine Abrasion der eben gebildeten Falten. Dann erst wurde das Flysch-Kreidegebirge gegen die Molasse und in die durch Abrasion entstandenen Vertiefungen des Molassegebirges hineingeschoben. Durch seine Beobachtungen im Allgäu kommt der Autor zu z. T. wesentlich abweichenden Resultaten. Auch hier fand im Oligocän zunächst eine Überschiebung des Kreidegebirges auf die Flyschzone statt. Dann erfolgte im Obermiocän, gleichzeitig mit der Auffaltung der inzwischen gebildeten Molasse, eine Überschiebung derselben durch das Flysch-Kreidegebirge. Bei diesem zweiten Zusammenschub wurde die erst entstandene Überschiebungsfläche zwischen Kreide und Flysch steil aufgerichtet, und es bildeten sich Blattverschiebungen in der Flysch-Kreidezone. [Diese Ergebnisse decken sich mit der schon früher von Steinmann vertretenen Ansicht von zwei Phasen in der tertiären Alpenfaltung, mit deren zweiter die Aufrichtung der Molasse zusammenfällt. Ref.] Die Juraklippen der Flyschzone hält Verf. für die Gipfelpartien einer alpinen Decke, die durch eine höhere Decke über die weichen Liasmergel der ersteren in den Flysch hinuntergeschoben wurden. Die exotischen Blöcke stammen aus ursprünglich auf den alpinen Decken abgelagerten Schuttmassen und gelangten bei der Vorwärtsbewegung der Decken in den Flysch. **H Gerth.**

V. Spitzner: Geologische Verhältnisse der Bezirke Proßnitz und Plumenau. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz für 1906. 75—79. Mit 23 Taf. Böhmisch.)

In gedrängter Kürze wird hier eine Übersicht des geologischen Baues der genannten Gegend (Granitinseln, Mitteldevon, Culm, Tertiär und Diluvium) gegeben. Die Tafeln enthalten zahlreiche Photographien von Aufschlüssen und Versteinerungen. **Fr. Slavik.**

A. Galdieri: Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano. (Rend. Accad. Lincei. (5.) **16**. Sem. 2. 529—534. Roma 1907.)

In den Monti Picentini hat sich als Basis der Sedimente am Flusse von Prepezzano eine Serie von schieferigen Kalken mit Kieselknauern erkennen lassen. In diesen ist *Chondrites triasinus* und *Halobia sicula* vorhanden, so daß Schichten der Basilicata vertreten scheinen. Darüber liegt eine mächtige geschichtete Dolomitkalkgruppe. Sie zerfällt in einen tieferen Horizont eines weißen, massigen, zerreiblichen Dolomits, mit Einschaltungen von dunklen Kalkschiefern und netzartig durchaderten Kalken, und einen höheren ausgebankten Dolomit.

In dem massigen Dolomit sind beobachtet: *Sphaerocodium Bornemanni* und mehrere Cassianellen, sowie *Hoernesia bipartita, Cardita*

Gümbeli, *Myophoria vestita*. Das sind Cassian-Raibler Formen. Der nächst höhere Komplex führt eine ganze Anzahl *Megalodus*-Arten. Der geschichtete Dolomit umschließt einige Schnecken und *Trigonodus* aff. *postrablensis*. Darüber liegt die Fischfauna von Giffoni und Abschluß macht ein heller Dolomit mit zahlreichen Schnecken und Muscheln, unter denen auch *Gervilleia exilis* ist. So erhält man als Basis die ladinische Stufe, die Mitte mit den *Sphaerocodium*-Schichten als Cassian-Raibler Horizont, den Rest als Hauptdolomit. Trias tritt auch am Monte Solaro auf und ist in dem Tithon Oppenheim's einbegriffen. Dagegen hat Verf. in den Monte Pocentini, z. B. am Monte Pettine, nichts von der dort angegebenen Kreide finden können. **Deecke.**

Tornquist: Der Gebirgsbau Sardiniens. (Ber. k. pr. Akad. d. Wiss. 1903. **32**. 685—699.)

Verf. beschreibt den Gebirgsbau Sardiniens und sein tektonische Verhältnis zu Korsika und den mediteranen tertiären Faltenzügen.

Sardinien wird von zwei verschiedenen Zonen von N. nach S. durchzogen, von einer im W. der Insel gelegenen, jungen, gefalteten Gebirgszone, von der die Iglesiente und die Gebirge der Nurra di Sassari Teile bilden und von einer im Zentrum und im O. gelegenen durch die junge Faltung nicht berührten Zone. Beide Gebiete spielen schon zur mesozoischen Zeit ungleiche Rollen; der östliche Teil gibt uns das Bild eines hoch gelegenen Festlandes, auf dem nur zur Zeit der maximalen Transgressionen eine Meeresbedeckung eingetreten ist, vor allem zur Oxfordzeit, während in den westlichen Gebieten des Mesozoicum (Trias) in außeralpiner Fazies auftritt. Die westliche Zone wird Außenfaltenzone und die im O. die des ungefalteten Vorlandes genannt. Die Faltung ist jünger als die gefalteten Kreideschichten und älter als die horizontal lagernden eocänen Kalke. Sie fällt ins Alteocän oder in die jüngste Zeit der Kreide.

Korsika ist die Fortsetzung der ungefalteten Zone des Vorlandes, die Außenfalten müssen unter dem Meeresspiegel gesucht werden. Die Ostküste ist ein neues tektonisches Element, durch einen Bruch von der ungefalteten Zone getrennt, und besteht aus Trias und Infralias.

Die Außenfaltenzone Sardiniens ist dem Juragebirge geologisch homolog und ein Appendix des Alpenbogens, von dem sie sich in der Provence ablöst. Die ungefaltete Zone Sardiniens entspricht der Schweizer Hochebene, und dieser die bayrische Hochebene, so daß die Vulkanzentren des Hegau und von Nördlingen dem Eruptionsgebiet von Macomer entsprechen. Die östliche Zone von Korsika verhält sich zum Apennin, wie der Schweizer Jura zu den Alpen.

Der Anschluß der Appendix-Zone, der östlichen Zone Korsikas, an den Apennin verläuft entlang der 200 und 500 Faden-Tiefenlinien im ligurischen Meer, macht die Umbiegung der Rivieraküste mit und ist in der Zone zwischen Albengo und San Remo zu suchen, wo die kristallinen

Seealpen unter der Flyschdecke das Meer erreichen müssen. Aus dem flachen Abfall der Küstentiefe im Süden Sardiniens schließt Verf., daß die Außenfaltenzone nach Süden den Faltencharakter einbüßt und sich submarin verliert. **Welter.**

T. Barron: Lower Miocene Beds between Cairo and Suez. (Geol. Mag. Dez. 1904.)

—: Age of the Petrified Forest etc. between Cairo and Suez. (Ibid. Febr. 1905.)

—: The Topography and Geology of the district between Cairo and Suez. (Survey Depart. Cairo. National printing dep. 1907. 1—133. Mit 1 top. u. 1 geol. Karte im Maßstab 1 : 250000, 5 Photogr. u. 9 Profilen.)

Die Gegend zwischen Kairo und Suez, d. h. der Nordrand der östlichen oder Arabischen Wüste Ägyptens gehört in geologischer Beziehung zu den interessantesten und doch wenigst bekannten Teilen ganz Ägyptens. Eine genaue geologische Aufnahme gerade dieser Gegend erschien zum vollen Verständnis der Geologie Ägyptens, insbesondere des Tertiärs, unbedingt erforderlich. Schon im Winter 1896/97 wurde Leigh Smith von der Geological Survey of Egypt mit einer ersten Aufnahme des Gebiets betraut, die aber wenig zufriedenstellend ausfiel und eine gründliche Revision erheischte. Letztere wurde 1901/02 von Barron ausgeführt. Die vorliegende geologische Beschreibung ist das letzte verdienstliche Werk dieses fleißigen, leider 1906 im Sudan verstorbenen englischen Geologen. Die von Barron angegebenen Zahlen der Schichtenmächtigkeiten scheinen meistens einer gewissen Reduktion bedürftig. Die gesammelten und im Buche aufgeführten Fossilien wurden zur Bestimmung an Dr. Blanckenhorn nach Berlin geschickt, der früher selbst auch einige Streiftouren am Rande des Gebiets unternommen hatte.

Als älteste Formation erscheint obere Kreide im Gebel Schebrawet und Atāqa. Der erstgenannte, schon früher vom Ref. beschriebene, eigentümliche Berg an der Nordostecke des Gebiets nahe der Eisenbahnstation Fajid, erscheint als ein Teil eines eingebrochenen runden Kuppelgewölbes mit steiler, z. T. überkippter Lagerung der Schichten und besteht aus einem 391 m mächtigen Komplex von Kalken und Mergeln mit typischen Austern und Seeigeln des Cenoman, im obersten Teil vielleicht dem Turon angehörend. Die Auffaltung des G. Schebrawet muß vor Beginn des Eocäns erfolgt sein. Der 6—900 m hohe Tafelberg Atāqa westlich Suez zeigt an seinem Ostabhang unten horizontale Kreideschichten, und zwar 75—155 m Cenoman mit *Hemiaster cubicus* und den üblichen Austern und ca. 380 m Turon(?) und Senon, oben von 155 m Eocän bedeckt.

Das Eocän setzt gewöhnlich die höheren Teile des Gebiets zusammen, im S. das Hochplateau der Wüste, das in einer W.—O.-Linie vom Nordfuß des Mokattam zum G. Atāqa abfällt, nördlich davon 4 langgestreckte isolierte klippenartige Horste, deren wichtigste der Gebel el-Angobia,

Auwēbet und Geneffe sind. In der Abteilung der unteren Mokattamstufe, der dem Mitteleocän oder Parisien Europas entspricht, zeigen sich nur die oberen Lagen reicher an Fossilien: winzigen Seeigeln (*Thagastea, Sismondia*), Korallen (*Goniaraea, Dendracis* etc.), Foraminiferen (*Dictyoconos* 2 sp.. *Fabularia, Orbitoides,* Milioliden).

Was die obere Mokattamstufe betrifft, die Ref. jetzt in Übereinstimmung mit P. Oppenheim mehr als Äquivalent des Obereocän oder Bartonien auffaßt, so zeigt sich von W. nach O. ein bedeutender Wechsel. Die am Mokattam bei Kairo auftretende jüngste Deckschicht (in Blanckenhorn's System, Schicht No. 8), 4—6 m harte Kalke mit *Echinolampas Crameri,* die im Fajum auf der westlichen Nilseite nur $\frac{1}{2}$—$1\frac{1}{2}$ m stark ist oder lokal ganz verschwindet, erreicht schon am ʿAin Mūsa eine Dicke von 14 m und hier liegt oberhalb der Schlucht darüber noch eine Folge von ca. 18 m Kalken, in Steinbrüchen zu Mühlsteinen gebrochen. Diese am Niltal noch nicht existierenden, überhaupt aus Ägypten sonst nicht bekannten Lagen über dem ʿAin Mūsa Bed, die nach ihrer Fossilführung (*Carolia, Ostrea Clot Beyi* etc.) unbedingt noch zur oberen Mokattamstufe gerechnet werden müssen, entwickeln sich weiter östlich immer stärker bis zu 70 m und herrschen schließlich allein vor, indem sie unter Ausschaltung der tieferen Hälfte der oberen Mokattamstufe die untere Mokattamstufe direkt überlagern. So kommt einerseits eine Unterbrechung der Sedimentation zur Zeit der unteren Hälfte der oberen Mokattamstufe, anderseits eine Verlängerung des Absatzes der oberen Mokattamstufe in diesem östlichen Gebiete, eine diskordante übergreifende Lagerung, die nach O. an Schärfe zunimmt, zum Ausdruck. Die Gegend östlich von Kairo lag erst später und dann viel länger unter Meeresbedeckung als das übrige Ägypten, das gegen Ende der (obereocänen) oberen Mokattamstufe zur Zeit des Absatzes jener 70 m wieder Festland war und besonders in der Libyschen Wüste einer Oberflächendenudation unterlag. Damit steht in Einklang, daß, wie Verf. aus Beadnell's Angaben im Fajum nachweist, das fluviatile sogen. Obereocän Beadnell's [nach Mayer-Eymar's alter und des Ref. jetziger Auffassung besser Unteroligocän oder Ligurien], welches durch reiche Säugetiere (*Palaeomastodon* etc.) und Reptilienführung berühmt geworden ist, dort schwach diskordant auf dem eigentlichen, noch marinen Eocän aufliegt. Diese zweite Diskordanz und transgredierende Auflagerung des Oligocäns gilt in erhöhtem Maße für die Gegend östlich von Kairo.

Das Oligocän ist hier entwickelt in Form eines durchgehenden Lagers von Kiesen, Grus, Sandstein von 5—50 m Dicke, abgesetzt während einer Kontinentalperiode [nach dem Ref. als Deltaschutt des Urnil]. Ihm gehören die sogen. versteinerten Wälder an. Die stets rinden-, ast- und wurzellosen Hölzer sind nicht in situ gewachsen, sondern weither von Flußwasser (Urnil) transportiert und eine Zeitlang im Sande eingebettet gewesen. Ihre nachträgliche Verkieselung hängt zusammen mit Kieselthermen, deren teilweises, aber nicht ausschließlich geisirartiges Emportreten sich eng an die Eruption des spätoligocänen Basalts anschließt und auch ähnliche Erscheinungen hervorrief, nämlich einerseits Kuppen aus

Quarzit oder Chalcedonsandstein mit rundem, in die Erde dringendem Stiel oder Schlot, anderseits feine Adern aus Chalcedon oder dicke Gänge von Quarzit. Im Gebel Gafeisad befindet sich inmitten einer kegelförmigen Basaltkuppe ein breiter Pfropfen von Kieselsandstein als Rest des Geisirs und zahlreiche radial ausstrahlende Kieselspalten. Hier war die Öffnung des Vulkans nach Aufhören des Lavaergusses von den Thermalquellen zum Austritt benutzt. Eine andere Stelle am rechten Ufer des Wadi Gjaffara zeigt einen senkrechten Gang von Kieselsandstein im Basalt. All das spricht [nach Ansicht des Ref.] mehr für juvenilen halbvulkanischen Ursprung der Thermen, nicht aber für Verkieselungsvorgänge im Sinne Passarge's.

Der Basalt trat gegen Ende des Oligocäns auf festem Lande hervor, da mit einer Ausnahme Schlacken- und Tuffbildungen fehlen, und bildete teils Kuppen, teils Lavadecken, teils Intrusivlager zwischen zwei metamorphosierten Eocänkalkschichten. Erst nach dem Erlöschen der Vulkantätigkeit traten, wahrscheinlich gleichzeitig mit faltenden Bewegungen der Erdkruste, die Thermalquellen vielerorts hervor und bildeten die Chalcedonsandsteine durch Einkieselung der vorhandenen Sande und Kiese. An wenigen Stellen erschienen sie in Form von Geisern, so besonders am Gebel el-Ahmar, „Rennebaum's Vulkan" über dem Mokattam, G. Kreibun, G. Amune.

In der marinen Miocänformation unterscheidet Verf. zwei Hauptabteilungen, ein Untermiocän und ein Mittelmiocän, die aber nichts mit den von Fourtau-Depéret am G. Geneffe unterschiedenen Stufen des Burdigalien und Helvetien zu tun haben, da deren Leitfossilien, gewisse *Pecten*-Arten, wie Ref. gezeigt hat, einerseits z. T. irrig bestimmt sind, anderseits miteinander im selben Komplex zusammen vorkommen. Vielmehr nimmt des Verf.'s Gliederung ihren Ausgang von der vom Ref. bei Moghara im N. der Libyschen Wüste durchgeführten. Wie dort, besteht hier das Untermiocän aus (20—45 m) Sandkalken und ockergelbem Kalksandstein mit *Cardita pinnula*, *Tapes Basteroti*, *Lucina columbella*, *Corbula revoluta*, *Tellina planata*, *Calyptraea chinensis*. In der Richtung von W. nach O. nimmt Verf. eine Transgression des Miocänmeeres und zunehmende Diskordanz auf dem mehr und mehr darunter denudierten Basalt und Oligocän an. Ganz im O. am G. Geneffe ist das Untermiocän auf 2—20 m fossilleeren Gipston beschränkt, der auf relativ größere Meerestiefe verweisen soll.

Das konkordant folgende Mittelmiocän oder Helvetien ist ein bis über 100 m mächtiger Wechsel von gelben und weißen Kalkbänken und Sandkalken mit den verschiedenartigsten Fossilien: *Ostrea Virleti, digitalina* und *gingensis*, *Gryphaea mediterranea*, 11 *Pecten*-Arten (*P. sub-malvinou, cristatocostatus, cristatus, Geneffensis, concavus, Josslingi, Schweinfurthi, burdigalensis, Blanckenhorni, Ziziniae* und *Kochi*), von denen nur der letztgenannte *Kochi* auch im Untermiocän des Verf.'s vorkommt, zahlreichen Seeigeln der Gattungen *Clypeaster, Scutella, Echinolampas, Pliolampas* etc., Bryozoen, Korallen und Foraminiferen (Heterosteginen).

Bemerkenswert ist der Nachweis, daß das Miocän sich ursprünglich nicht am Fuße der vorher durch Verwerfungen isolierten Horste des Eocängebirges angelagert hat, sondern ebenso auch auf den Plateaus (z. B. dem Fuchsberge im W. der Station Geneffe) erscheint, wo es nicht nachträglicher Denudation zum Opfer gefallen ist, daß also die wichtigen großen Verwerfungen alle postmiocänen Alters sind. So fallen auch diese hier vermutlich der gleichen unruhigen Unterpliocänperiode zu, in welcher der Niltalgraben einbrach und dem Meer der *Ostrea cucullata* und des *Clypeaster aegyptiacus* das Eindringen ermöglichte.

Von zweifelhaften marinen Pliocänresten fand Verf. nur an Station 12 der alten Suezpoststraße diskordant über dortigem marinen Mittelmiocän eine Ablagerung von Konglomerat und salzführendem Ton mit einer Kalksteinbank, in der neben (angeblich eingeschwemmten) Miocänversteinerungen *Mactra subtruncata* auftritt, nach Blanckenhorn eine der häufigsten und charakteristischsten Formen des Niltalpliocäns. Er bringt dies in Zusammenhang mit dem von Schweinfurth am Ostfuße des Atāqa verzeichneten Pliocän mit *Ostrea cucullata* in Gesellschaft von Miocängeröll.

Pleistocäne Sedimente erscheinen als Konglomerate, geröllführende Sande und Tone, namentlich in großer Mächtigkeit bis zu 50 m in der Umgebung des Isthmus und rühren aus der Zeit der Bedeckung des letzteren her.

Das heutige Bodenrelief ist im einzelnen bedingt durch 3 Agentien, die Gebirgsbewegungen der Vergangenheit, die Wassererosion und die Tätigkeit des Windes. Die Dünenzüge haben wie in der Libyschen Wüste im N. und W. des Fajum allgemein die Richtung NNW.—SSO. mit sanftem und breiterem Abhang auf der WSW.—SSW.-Seite und steilem auf der entgegengesetzten. Die ausgehobelten Furchen im anstehenden Fels haben stets die Richtung SW.—NO. Bei der Anlage der Dünen spielen hier, wie auch in der Libyschen Wüste, die herrschenden feuchten NNW.-Winde gar keine Rolle oder höchstens als Sortierer des Sandes und Ausgleicher der Richtung der Dünenkämme. Den Sand bringen allein die trockenen S.- und SW.-Winde bezw. Sandstürme, welche auch allein das feste Gebirge zu korrodieren vermögen. **M. Blanckenhorn.**

J. C. Branner: Geology of the northeast coast of Brazil. (Bull. of the geol. soc. of America. **13**. 41—98. Tab. 4—15.)

In dem untersuchten Gebiet wurden vom Verf. mesozoische Ablagerungen entlang der Küste in wechselnder Breite kartiert, die auf kristallinem Untergrunde ruhend mit Kreidekalken beginnen und *Sphenodiscus* sp., *Zanthopsis cretacea* Rathburn n. sp. geliefert haben. Darüber liegen bis 70 m mächtige kalkige Sandsteine, die bei Ponta de Pedras eine den „Maria Tarinha beds" gleichartige Fauna des Mitteleocäns geliefert haben. Der kristalline Untergrund besteht aus Granit, Gneis, kristallinen Schiefern und läßt zahlreiche Verwerfungen und Spuren früherer Gebirgsbildung

erkennen. Die mesozoischen Schichten fallen schwach nach Osten ein. Für das Kristallin wurde von Williamson ein laurentisches Alter angenommen. Aus dem Innern des Landes liegen Berichte über pliocäne Säuger vor. Bei Independencia wurden dunkle Diabasgänge beobachtet, bei Pedres Pretas ein Trachyt und auf der Insel Santa Aleixo ein Rhyolith. An der Küste lassen sich Hebungen und Senkungen jüngster Zeit von verschiedenem Ausmaße (12 m an der Küste von Parahyba do Norte) konstatieren. **Welter.**

A. Hamilton: Notes on a Small Collection of Fossils from Wharekuri, on the Waitaki River, North Otago. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. **36**. (1903.) 465—467. 2 Taf. 1904.)

Verf. hat zusammen mit Park die Lokalität bei Wharekuri (nördlich von Kurow im Waitaki-Tal auf der Südinsel von Neuseeland) aufgesucht, wo Mc Kay die Reste des später von Hector beschriebenen Waltiers *Kekenodon onomata* aufgefunden hat. Der Waitaki-Fluß hat hier die Oberfläche eines dunklen, tonigen Sandsteins von den überlagernden Terrassenschottern freigefegt, in dem Verf. zwar keine *Kekenodon*-Reste, wohl aber eine schöne, große *Aturia*-Schale sammeln konnte, die auf zwei Tafeln abgebildet wird. Ferner fanden sich *Pleurotomaria, Pecten, Harpactocarcinus?* und weiter stromabwärts *Dentalium giganteum, Natica, Turritella, Limopsis, Lima* u. a.

Der Notiz sind drei Profile beigegeben. **Otto Wilckens.**

P. Marshall: Boulders in Triassic Conglomerate, Nelson. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. **36**. (1903.) 467—471. 1904.)

Verf. hat die Gerölle von Eruptivgesteinen untersucht, die in den Konglomeraten an der Basis der Trias bei Nelson (Neuseeland) vorkommen. [Das Material wurde von J. Park gesammelt, vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -418-.] Es finden sich darunter folgende Typen: Grob- und feinkörniger Biotitgranit von grauer, weißer und blaßrötlicher Farbe, Diorit, Porphyrit, Uralitporphyrit, quarzfreier Porphyr. Meist sind viel Zersetzungsprodukte in den Gesteinen.

Hervorzuheben ist, daß in der Gegend von Nelson in situ keine Gesteine vorkommen, die denen gleichen, aus denen die Gerölle bestehen. Die vorliegende Untersuchung ist aber jedenfalls geeignet, bei der Altersbestimmung der Eruptiva auf der Südinsel von Neuseeland wertvolle Fingerzeige zu geben. **Otto Wilckens.**

Stratigraphie.

Triasformation.

F. Mühlberg: Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrollbohrung auf Steinsalz bei Koblenz im Jahre 1903. (Eclogae geol. Helvetiae. **9**. 58—60. 1906.)

Etwa 400 m südlich der Station Koblenz (Schweiz) wurde eine Bohrung niedergebracht, die den Muschelkalk vom Hauptmuschelkalk bis zum Wellenmergel durchteufte und in der Anhydritgruppe Steinsalz antraf. Das Bohrloch erreichte eine Tiefe von 150 m. Von 133,85—134,30, über einer Steinsalzmasse von 7,82 m Mächtigkeit, war eine Lücke, die auf natürliche Auslaugung der oberen Partien des Salzlagers zurückzuführen ist. Die Decke darüber bestand aus brecciösem Gestein, das seine Beschaffenheit dem durch die Auslaugung herbeigeführten Einsturz verdankt.

Otto Wilckens.

M. Piroutet: Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **8**. 1908. 324—329.)

In der Hauptkette und an der Ostküste ist die Trias nur durch pelagische Ablagerungen der norischen Stufe (Schiefer mit *Pseudomonotis Richmondiana*) vertreten. An der Westküste dagegen ist die Trias in litoraler Fazies entwickelt und gestattet eine Gliederung in drei Hauptabteilungen.

Die untere Abteilung ist mindestens 1000 m mächtig, besteht aus Basiskonglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, denen eine gegen 300 m mächtige Serie trachytischer Tuffe und Breccien eingeschaltet ist. Kalke sind in dieser ganzen Abteilung nur sehr spärlich verbreitet. Von Fossilien ist nur ein *Orthoceras*-Fragment bekannt. Wahrscheinlich entspricht diese Abteilung dem Perm und der unteren Trias.

Die mittlere Abteilung besteht aus Tonen, Grauwacken, andesitischen Tuffen und Breccien und enthält eine reiche Fauna, die sich auf folgende sieben Schichtgruppen verteilt (von unten nach oben):

1. Schichten mit *Halobia Zitteli* Lindstr. und *H. Mojsisovicsi* Gemm.
2. Schichten mit *Mytilus problematicus* Zitt. Diese beiden Schichtgruppen enthalten eine Mischfauna von karnischen und ladinischen Elementen.
3. Schichten mit *Halobia austriaca* Mojs. und *H. superba* Mojs. und einer sehr reichen Brachiopodenfauna. Die Mehrzahl derselben sind karnische Typen. Das Hineinragen älterer Elemente, die zumeist den Muschelkalk charakterisieren, ist nicht auffällig, da es auch in der alpinen und indischen Trias mehrfach beobachtet worden ist. Fremdartig mutet dagegen die Beimischung norischer Elemente wie *Halorella* oder *Rhynchonella juvavica* Bittn. an.

4. und 5. Schichten mit plumpen *Spirigera*- und *Spiriferina*-Formen.

6. Schichten mit großen Spirigeren aus der Gruppe der *Spirigera Wreyi* Zitt. Aus diesem Niveau stammt der von E. v. Mojsisovics beschriebene *Stenarcestes*. Außerdem wurden von dem Verf. auf der Halbinsel Mara einige Ammoniten gefunden, zumeist Arcesten aus den Gruppen der *intuslabiati*, *sublabiati*, *coloni* und *bicarinati*, ferner eine neue Art von *Stenarcestes* und (sehr häufig) *Phylloceras neojurense* Quenst.

7. Schichten von Teremba mit *Halobia austriaca* Mojs., cf. *Suessi* Mojs., cf. *comata* Bittn.

Die Schichten 3—5 werden der karnischen Stufe zugewiesen. 6 enthält karnische und norische Elemente gemischt, aber die Lamellibranchiaten von 7 sind wieder durchaus karnische Typen.

Die obere Abteilung von zweifellos norischem Alter beginnt mit Schiefern, Tuffen und Breccien mit *Halobia* cf. *rarestriata* Mojs. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 1500 m Tonschiefer, Kalksandsteine und Tuffe mit *Pseudomonotis Richmondiana* Zitt., über denen noch in der Mächtigkeit einiger hundert Meter weitere Tonschiefer, Grauwacken und Tuffe mit unbestimmbaren Bivalven liegen.

Den Schichten mit *Mytilus problematicus* entspricht eine starke Transgression, eine noch erheblichere jenen mit *Pseudomonotis Richmondiana*, die vielfach auf ältere Bildungen übergreifen. Dagegen fällt die Ablagerung der Schichten 3—5 der mittleren Abteilung mit einer Regression des Meeres zusammen.

Die paläontologische Beschreibung der gesammelten Fossilien bleibt abzuwarten, ehe ein abschließendes Urteil über das Alter der einzelnen Schichtgruppen möglich ist. Jedenfalls bezeichnen die Untersuchungen des Verf. einen sehr wesentlichen Fortschritt in unserer Kenntnis eines der interessantesten Gebiete der Pacifischen Triasprovinz. **C. Diener.**

Tertiärformation.

G. F. Dollfus: Découverte à Darvault (Seine et Marne) d'un calcaire lacustre inséré dans la partie moyenne des Sables de Fontainebleau. (Bull. Soc. geol. de France. Compt. rend. Séances. 16 Nov. 1908.)

Mitten in der großen Masse der Sande von Fontainebleau findet sich 3 km östlich von Nemours Süßwasserkalk mit der Fauna von Étampes, darunter Sande mit der Fauna von Morigny und Pierrefitte, darüber weißer Sand ohne Fossilien, aber mit Quarzitlagen, die für Pflastersteine gewonnen werden. **von Koenen.**

Em. de Munck: Découverte d'Éolithes sous le sable tertiaire (Om) de Rocourt lez-Liège. (Bull. Soc. belge de Géol. 22. Procès verbal Séance. 18 Nov. 1908. 350.)

In Sandgruben zwischen Lüttich und Tongern, 112—132 m über der Maas folgen unter Ziegelton (1—1,3 m) Lehm: 2—3 m, Gerölle von Quarzkieselschiefer etc.: 0,3 m, feiner, weißer, gelblicher oder rötlicher, glimmerhaltiger Sand: 12 m, eine Feuerstein-Bank: 3 m, welche oben durch atmosphärische Einflüsse gespalten und geplatzt wäre und in den Spalten Eolithe enthielte. Diese wären allerdings weit seltener als die häufigen „Pseudoeolithen". **von Koenen.**

Joseph Vogt et Mathieu Mieg: Note sur la découverte des sels de potassium en Haute-Alsace. (Bull. Soc. indust. de Muthouse, Sept.—Okt. 1908.)

Ein tiefes Bohrloch 3500 m südlich von Wittelsheim hat angetroffen unter:

1. Dammerde 0,5 m.
2. Kies und Sand-Diluvium 38,5 m (bis 39 m).
3. Mergel mit Fischschuppen und Kalksandstein mit mittel-oligocänen Pflanzenresten 319 m (bis 358 m).
4. Erstes Salzlager mit Anhydrit, kristallin. Dolomit, Sylvinit und einer Salztonschicht 154 m (bis 512 m).
5. Harter schiefriger Mergel 108 m (bis 620 m).
6. Zweites Salzlager, Salztone mit zahlreichen Lagen von Salzen und Anhydrit, von 0,5—13 m dick, 327 m (bis 947 m).
7. Grünlich-graue, schiefrige Mergel mit harten Lagen und Koniferen-Resten bei 900 und 1092 m Tiefe, 172 m (bis 1119 m).

Der Mergel und Kalksandstein (3.) gehört dem Mittel-Oligocän an, alles Folgende wird zum Unter-Oligocän gestellt. Mit zahlreichen Bohrlöchern ist die Salzzone in Tiefen von 200—800 m in einer Durchschnittsmächtigkeit von 200—300 m in einer Ausdehnung von ca. 200 qkm nachgewiesen worden. Sie enthält zwei Sylvinitlager mit 30—35 % K Cl, ein oberes, bis zu 1,5 m dick, und 19—20 m tiefer ein unteres, 3—5 m dickes, aber etwas weniger hochhaltiges. Chlormagnesium-haltige Salze fehlen. Etwa 30 m tiefer liegt regelmäßig eine Schicht von schiefrigem Mergel, welcher an der Luft leicht zerfällt.

Eine Übersichtstabelle der Bohrlöcher und eine Karte erläutern die Lagerung in Sattel und Mulde. Mit dem Abteufen eines Schachtes, zunächst mit Gefrierverfahren, ist begonnen. **von Koenen.**

T. Boussac: Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes. (Compt. rend. S. Acc. Sc. Paris. 30. Nov. 1908. 1—3 u. Karte.)

An eine von ihm entworfene schematische Übersichtsskizze über die Verbreitung des Lutétien, Anversien und Priabonien in den Alpen knüpft Verf. Betrachtungen, die zu folgenden Schlüssen führen: Die Nummulitenschichten des Lutétien sind auf die Mitte der alpinen Geosynklinale beschränkt, die Absätze des Anversien und Priabonien jedoch verbreitern sich gegen die Ränder derselben. Die Transgression erfolgte von der Mitte gegen die Ränder der Geosynklinale.

Betreffs der transversalen Verbreitung der Fazies betont Verf., daß eine und dieselbe Schichte an verschiedenen Punkten der Geosynklinale verschiedenalterig sein könne und daß der stratigraphische Zusammenhang dort noch kein Beweis der Gleichalterigkeit sei.

Im ganzen und großen falle das Verbreitungsgebiet des Lutétien mit einer wirklichen axialen Senkung der alpinen Geosynklinale während des Eocäns zusammen, wie auch mit der Sedimentärzone, auf deren Kosten die großen Decken des Embrunais von Ubaye, sowie die großen helvetischen Decken entstanden. Doch kommen auch Ausnahmen vor, indem die Sedimentärzonen stellenweise auch schräg zu den tektonischen Zonen verlaufen. **R. J. Schubert.**

Quartärformation.

J. Korn: Über Oser bei Schönlanke. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **29**. 1908. 532—538.)

Vier parallele, N.—S. laufende Oser, von denen jeder westliche Zug weiter nach Süden reicht als der östliche Nachbar. Die Endmoränen verlaufen dort ostwestlich. Die beiden östlichen brechen mit ihrem Südende an einer glazialen Schmelzwasserrinne ab. Der dritte (Theerofener) Zug wird mit dem westlichsten durch einen breiten Wallberg verbunden, sein Osstrom war demnach ein Nebenstrom des westlichsten, 9 km langen (Gornitzer). Während die drei ersten nur Aufschüttungsformen sind, bildet der westlichste (mit Anteil einer horizontalen Geschiebemergelbank, die von unterem Sand unterteuft wird) ein erodiertes Stück der Hochfläche, „Erosionsos". Ein starker Osstrom ist demnach imstande, Stücke der Grundlage des bereits aufgeschütteten Os herauszuschneiden.

E. Geinitz.

H. Spethmann: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. (Mitteil. geogr. Ges. Lübeck. **22**. 1908. 17 p. 1 Taf.)

Durch die Porta westfalica hat sich die „Portazunge“ geschoben und typische Endmoränenlandschaft auf 34 qkm hinterlassen (Schottermoräne nordischer und heimischer Herkunft): südöstlich finden sich zwei weitere kleinere Zungen bei Kleinbremen und Steinbergen. Die Portazunge hatte den „Rintelner Stausee“ verursacht, dessen Terrassen einen Stand von ca. + 100 m ergeben: sein Abfluß erfolgte in den Unterlauf der Kalle und weiterhin durch das Werre-Elzetal zur Ems. Erst nach Wegschmelzen des Eises schlug die Weser aus dem Vlothoer Durchbruchstal ihren Weg zur Porta ein (die bereits dem vorquartären Relief angehörte). Auch bei Hameln finden sich größere Endmoränenteile.

35 km nördlich dieser Stillstandsphase tritt in dem „Schneerener Bogen“ eine weitere Endmoräne auf, mit je einer Vor- (am Steinhuder Meer) und Hinterstaffel. Er reicht über die Weser und über die Leine hinaus, besteht wesentlich aus nordischen Geröllen, z. T. mit Buntsandstein.

E. Geinitz.

J. Martin: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste. (Jahrb. f. Altertumsk., Oldenburg. **17**. 1908. 298 – 322.)

Verf. erörtert ausführlich die Gründe, welche Schütte zur Annahme neuzeitlicher Senkung der Nordseeküste geführt haben (s. dies. Jahrb. 1908. II. -99-), hält sie aber nicht für ausreichend. Auch die verschiedenen Pegelbeobachtungen geben ihm keinen Nachweis für die Annahme, ebensowenig die Beobachtungen der Tiefenlage der Wurtsohlen und prähistorische Funde. Eine neuzeitliche säkulare Senkung hält er für ausgeschlossen, weil eine allgemeine Aufschlickung der Marschen seit ihrer Besiedelung nicht stattgefunden hat. E. Geinitz.

O. v. Linstow: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **29**. 1908. 122—144.)

Der Löß, und auch der Geschiebemergel, ist oberflächlich zur Schwarzerde humifiziert; dabei findet sich merkwürdigerweise in der entkalkten, verschieden mächtigen oberen Partie häufig neue Zufuhr von Kalk. Beide Arten sekundärer Veränderung werden auf Wirkung der Pflanzendecke zurückgeführt (viele Gewächse sind imstande, aus kalkarmem Boden relativ bedeutenden Kalkgehalt auszuziehen und aufzuspeichern).

Wie hier der Geschiebemergel einheitlicher Entstehung ist, so auch der sich unmittelbar anschließende Löß. Seine Bildung vollzog sich unmittelbar oder fast unmittelbar nach Abschmelzen des letzten Inlandeises.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **29**. 1908. 327—336.)

Auf Miocän lagernde einheimische Gerölle sind teilweise von gemengtem Kies bedeckt, der als verwaschene Grundmoräne der letzten Vereisung angesehen wird. Nach Analogie mit benachbarten Aufschlüssen, wo diese einheimische Kiese von Glazial über- und unterlagert sind, werden jene Kiese als wahrscheinlich interglazial angesprochen. Die Verfolgung des betreffenden Stromes ist zurzeit untunlich. **E. Geinitz.**

R. Vasovic: Die Eiszeitspuren in Serbien. Belgrad 1908. 48 p.

Verf. ist zu dem Schluß gekommen, daß der größere Teil Serbiens sich unter diluvialen Gletschern befunden hat. Speziell werden die Erscheinungen am Kopaonik- und Jastrebac-Gebirge erörtert. Er fand im ersteren charakteristische Moränenlandschaft, Endmoränen in zwei konzentrischen Staffeln (mit bedeutendem Blockreichtum, teilweiser Steinpackung, die auch technisch ausgebeutet wird). Die Steine zeigen keine Rollung, sondern sind scharfkantig, z. T. von sehr beträchtlichen Dimensionen; auf den erratischen Blöcken der Endmoräne (nicht auf anstehendem Gestein) finden sich Rundhöcker und Gletscherschliffe.

An die Außenseiten der Endmoränen schließen sich fluvioglaziale Schotter. Zungenbecken, Grundmoräne (mit großen Rundsteinen von Granit und Quarzit), Åsar, Drumlins sind weitere Merkmale der einstigen Vergletscherung, die von dem Hochplateau aus vier größere Talgletscher lieferte. Eine (bisher als tertiär angesehene) lignitführende Mergelserie und eine andere mit marinen Muschelresten wird als interglazial betrachtet.

Der Jastrebacgletscher hat ebenfalls Moränen hinterlassen, gerundete, geglättete erratische Blöcke, fluvioglaziales Material. Das Glazial zeigt aber nur Grundmoränen, so daß wohl der ganze Gebirgskamm unter Eis gelegen hat.

Kare fehlen, Riesentöpfe sind vorhanden, die Seen spielen nur eine unbedeutende Rolle, Verlegung der Flußläufe (durch Eis- oder Moränenbarren) aus ihren alten Betten ist mehrfach konstatiert. Die Schneegrenze lag (entgegen der Annahme anderer Geologen) beträchtlich tief, im südlichen Jastrebac in 600 m.

Im Anhang werden andere Orte genannt mit Glazialerscheinungen, „überall in unmittelbarer Nähe Serbiens sind Gletscherspuren zu erkennen“. **E. Geinitz.**

G. E. H. Barrett-Hamilton: Traces of post glacial action in the Orange River Colony, South Africa. (Nature. 8. Jan. 1903. 223.)

Auf einem Koppje bei Brit Koppje, 3 Meilen westlich von Vredefort Road Station, 50 Meilen nördlich von Kroonstad, Orange River Colony, kann man beobachten, daß die Gesteine sehr deutlich geglättet und gerundet sind. Die Erscheinung kann kaum einem anderen Agens als Eiswirkung zugeschrieben werden. Das Aussehen der Felsen erinnert sehr an das des vom Eise bearbeiteten Gesteins von Prieska in der Kapkolonie.

Otto Wilckens.

W. Volz: Über das geologische Alter des *Pithecanthropus erectus*. (Globus. **92**. No. 22. 1907.)

Im wesentlichen eine Zusammenfassung der im Festband niedergelegten Beobachtungen (dies. Jahrb. Festband 1907. 256—271). Die Tuffe bilden einen einheitlichen Komplex, in dessen unteren Partien die Knochenreste gefunden wurden; der Komplex liegt diskordant auf altpliocänen Breccien, der Ackerboden ist sein Verwitterungsprodukt. Die Tuffe sind das Produkt des Doppelvulkans Lawu-Kukusan; sie sind als Schlammströme aufzufassen. Die Knochen sind nicht vom Solo zusammengeschwemmt, sondern durch die Eruptionen wurden Scharen von Tieren getötet und im bunten Gemisch mit den Mollusken und den andern Bewohnern der verschütteten Gewässer von dannen geführt, um dann mit dem zur Ruhe kommenden Schlamm abgesetzt zu werden. Immer neu mußte der Fluß sein Bett graben, solange der Vulkan in reger Tätigkeit blieb. Der Kukusan ist höchstens altdiluvial, der Lawu noch jünger. Das jetzige Flußbett des Solo ist nur 15 m tief in die weichen Tuffe eingeschnitten. Wenn auch die Knochen in den unteren Partien der Tuffe gefunden werden, so können sie doch kaum älter sein als mitteldiluvial.

E. Koken.

W. Branca: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der Trinil-Expedition der Akademischen Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1908. **12**. 13 p.)

Die Darlegungen beruhen im wesentlichen auf den Aufzeichnungen von Carthaus, der im Juli 1907 an die Stelle des aus der Expedition ausscheidenden Dr. Elbert trat.

Die Ausbeute an fossilen Knochen, 40 große Kisten füllend, ist noch nicht bearbeitet, dagegen sind die gesammelten Mollusken von Wichtigkeit geworden, da man der Altersfrage nun wiederum von einem anderen Standpunkt aus näher treten kann. Die Mollusken sind Herrn Martin übergeben, der einen besonderen Bericht veröffentlicht hat (vergl. das folgende Ref.), aber auch Branca ein Resumé zur Verfügung gestellt hat.

Die knochenführenden Schichten von Trinil werden nördlich von Trinil, bei Sondé, unterlagert von sehr jungen marinen Schichten, die wesentlich aus Kalken bestehen; und nördlich von Ngavi werden diese letzteren dann wiederum unterteuft von pliocänen und selbst miocänen Schichten, die vorherrschend aus Sanden und Konglomeraten gebildet sind.

1. Die pliocänen Meeresschichten führen eine sehr reiche Fauna, die in einem Tonmergel liegt, welcher hauptsächlich aus vulkanischem Material besteht (250 Arten). Den Umstand, daß beide Klappen der Muscheln fast stets mehr oder weniger geschlossen sind, führt Carthaus darauf zurück, daß alle diese Tiere bei einem vulkanischen Ausbruch zugrunde gegangen seien. Auch eine Korallenbank, welche diese Molluskenschicht überlagert, wurde festgestellt. Ungefähr 50 % sind als noch lebende Arten nachgewiesen; wahrscheinlich ist der Prozentsatz noch höher, da die indische Fauna noch nicht vollständig bekannt ist.

2. Diese pliocänen, marinen Schichten von Sondé werden überlagert von einer Schichtenfolge, die wesentlich aus vulkanischem Material besteht.

a) Zu unterst eine Bank mit Melanien, Paludinen, Ampullarien etc.

b) Die „Konglomeratschichten“ (mehrere Meter), aus Stücken von Andesiten und Bimsstein bestehend. Aus der Mischung der porösen Bimssteine mit den schweren Andesiten folgert Carthaus, daß die Stücke nicht bei einem Ausbruch in klares Wasser gefallen sind, sondern daß es sich um einen Schlammtuffstrom handelt. Einige wenige Knochen.

c) Die Hauptknochenschicht, vielfach durch eine tonige Masse mit b verbunden, 0,40—1 m stark. Feinere Aschen und Lapilli, nur vereinzelt größere Andesitstücke. Zahllose Knochen, aber auch einige Mollusken wurden gesammelt. Die Bestimmung der letzteren (durch Fräulein Icke) ergab das wichtige Resultat, daß alle 8 Arten noch leben, nur die eine Varietät ein wenig von dem rezenten Vertreter abweicht. Man wird nach diesem Befund die Schicht als Quartär anzusprechen haben.

Lokal liegt über der Hauptknochenschicht eine Tonschicht mit Pflanzen, die nicht ganz genau zu bestimmen sind, aber mit lebenden Arten der Gegend wohl ident sein dürften. Die Versuche, aus diesen Pflanzen auf ein kälteres Klima schließen zu wollen [1], sind nach Dr. Valeton unhaltbar, da die in Frage stehenden Pflanzen (*Derris elliptica*, *Mallotus moluccensis* u. a.) vom Meeresstrand bis zu 1500 m Meereshöhe vorkommen.

Dann folgt eine ca. 1 m mächtige vulkanische Tuffbildung, über dieser ein graues, sandsteinartiges Gestein mit Tonschmitzen, welche *Melania*, *Limnaeus*, *Unio* führen, und dann der von Carthaus sogen. Laharsandstein, aus vulkanischem Material (Lahar, der javanische Name für Schlammtuffströme).

[1] Vergl. Elbert, Über das Alter der Kendeng-Schichten mit *Pithecanthropus erectus*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXV.

Nun kommen Bänke tonigen Sandsteins (wiederum aus vulkanischer Asche gebildet) mit ca. 2,50 m Mächtigkeit, mit zahlreichen Kalkkonkretionen, und den Abschluß bildet, 2 m mächtig, ein zäher, blauschwarzer Ton, wohl die alluviale Verwitterungs- und Humusschicht. Lokal schalten sich unter dem Ton noch Gerölle oder ein sogen. Tonsandstein ein.

Selten liegen die Knochen eines Tieres noch zusammen. Branca diskutiert die Schwierigkeiten, die sich aus dieser Tatsache für die Vorstellung von den Schlammtuffströmen ergeben.

Es muß noch bemerkt werden, daß Carthaus das Vorkommen von Holzkohlenstückchen und eigentümlich geformten Knochensplittern auf menschliche Tätigkeit zurückführt. Diese würden also zusammen mit *Pithecanthropus* gelebt haben. Auch ist, neben einem Anthropomorphenzahn noch unbestimmter Gattung, ein Menschenzahn gefunden — letzterer allerdings am Ufer des Flusses, nach Branca aber sicher fossil. Mit Recht diskutiert Branca diese Angaben mit zurückhaltender Vorsicht. Verkohlte Hölzer in vulkanischem Gebiet können auf verschiedene Weise erklärt werden, ohne daß notwendig auf Feuerstätten von Menschen zurückgegriffen werden muß. Zwei stark verkohlte Knochenstücke sind in dieser Hinsicht verdächtiger, zu einem Beweis aber ebensowenig ausreichend als die zerschlagenen Knochenfragmente. **E. Koken.**

K. Martin: Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java. (K. Akad. van Wetensch. te Amsterdam. Juni 1908.)

Wichtig ist zunächst die vollständige Liste der von Sondé bekannten Gastropoden, welche in erster Linie aus der Verbeek'schen Aufsammlung stammen, aber durch spätere Aufsammlungen vermehrt sind. Die Liste enthält jetzt 126 bestimmte Arten, darunter 67 noch heute lebende, also reichlich 54 %. Dieser Prozentsatz würde nach den in Europa geltenden Erfahrungen berechtigen, die Ablagerung in das Pliocän zu stellen, er ist aber auch für die Tropen nicht zu niedrig, zumal die Kenntnis der Meeresfauna noch nicht erschöpfend genannt werden kann. Zum Vergleich diskutiert Martin folgende Zahlen: Altmiocän von Rembang mit *Cycloclypeus*, enthält 15 % rezente Arten; Jungmiocän der Preanger-Regentschaften 30 %; Schichten von Sondé 54 %; jüngstes Quartär von Celebes 88 %. Demnach können die marinen Sedimente von Sondé nicht älter als pliocän sein; aber es muß unentschieden bleiben, ob sie dem älteren oder dem jüngeren Pliocän angehören.

Die von Carthaus gesammelten Gastropoden stammen zweifellos aus denselben Schichten wie das Verbeek'sche Material.

Diese Tonmergel müssen nach ihrer Fauna in seichtem Wasser gebildet sein. *Planaxis* steigt z. B. noch weiter an den Küsten aufwärts als *Patella*, und die vielen Melanienschalen zeigen an, daß in der Nähe eine Flußmündung lag. Es kann sich wohl nur um den Solo handeln. Den Umstand, daß die Muschelschalen fast stets geschlossen vorkommen, führt Martin wohl mit Recht nicht auf einen vulkanischen Ausbruch,

sondern auf eine reichliche Zufuhr von Schlamm zurück. [Dieser Zustand der Muschelschalen charakterisiert außerordentlich viele Fundorte, an denen Zweischaler reichlich sind, und z. B. ebenso die Mergel von St. Cassian, wie die Schichten mit Megalodonten. Orthoconche Muscheln sterben oft im Grunde steckend ab und werden vom Schlamm zusammengehalten. Erst wenn sie ausgewaschen werden, entfaltet sich die Kraft des Ligaments. Ref.] Die überlagernden Schichten erklärt Martin für diluvial. Ihre terrestrische bezw. fluviatile Bildung reicht hier wohl in dieselbe Periode, während welcher im östlichen Java eine Hebung („negative Strandverschiebung") in größerem Umfange nachweisbar ist.

Süßwassermelanien kommen auch in den pliocänen Schichten vor, aber von 9 Arten sind 5 ausgestorben, während alle Gastropoden der höheren Schichten noch leben. Demnach kann die Knochenschicht nur posttertiär sein.

Schließlich wird noch die Genesis der Knochenlagerstätte besprochen. Nach Martin hat der Strom, der die Schichten ablagerte, sich öfter verschoben, so daß die Knochen mehrmals ausgewaschen und dabei aus dem Zusammenhang gerissen wurden. Dadurch erklärt sich auch die Anreicherung an Skelettresten. Sie blieben fast an gleicher Stelle liegen, weil in großen Stromschlingen die transportierende Kraft der Gewässer eine sehr geringe ist; dementsprechend zeigen sie auch keine Merkmale weiten Transports, sondern sind an allen Ecken und Kanten gut erhalten.

Martin zitiert übrigens noch folgende, auf die Trinil-Frage bezüglichen Schriften, die mir nicht zugänglich sind.

Oppenoorth, De Trinil-Expeditie. In: De Natuur. 28. Jaarg. 15. Mei 1908.

Elbert, De nieuwste onderzoekingen over het *Pithecanthropus*-vraagstuk. In: Natuurkundig Tijdschr. v. Ned. Indië. Deel LXVII. p. 125 ff.

Dubois, Eenige van Nederlandschen kant verkregen uitkomsten met betrekking tot de Kennis der Kendeng-Fauna. In: Tijdsch. v. h. Kon. Nederl. Aardrijkskdg. Genootschap. (2.) Deel XXIV. 1907. p. 456.

Verbeek, Molukken-Verslag. (Jaarboek v. h. Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 37. Jaarg. 1908.)

Von diesen enthält die Oppenoorth's noch Einzelheiten über die Fundstelle, aus denen z. B. hervorgeht, daß das Material innerhalb der Knochenschicht gesichtet ist, d. h. von unten nach oben feinkörniger wird. Das spricht natürlich gegen einen Schlammstrom. **E. Koken.**

E. Dubois: Das geologische Alter der Kendeng- oder Trinil-Fauna. (Tijdschr. van h. K. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. (2.) **25**. 1908. 1235—1270. Mit 1 Taf.)

In dieser interessanten Schrift nimmt der Entdecker des *Pithecanthropus* Stellung zu den jüngst erschienenen neueren Mitteilungen über Trinil, insbesondere auch zu der Schrift von Volz, welche im Festband

dies. Jahrb. 1907 veröffentlicht wurde. Von ganz besonderem Werte sind die Mitteilungen über die gefundenen Säugetiere, die leider so lange Jahre unberücksichtigt geblieben sind, obwohl ohne sie die Frage nach dem Alter der Trinil-Fauna gar nicht zu beantworten ist.

Zunächst führt Dubois einige geologische Gründe für seine Ansicht und gegen die von Volz an. Er weist darauf hin, daß durch nichts bewiesen sei, daß die Pyroxenandesitvulkane nicht schon in der Pliocänzeit ihre Tätigkeit angefangen hätten, daß quartäre Schichten wohl vorhanden, aber immer flach gelagert sind, während die Kendeng-Schichten unter ihnen heraustauchen und Neigungen bis zu 15° erhalten, infolgedessen sie auch in bedeutender Höhe (bis zu 400 m) noch auftreten. [Geneigte, jungdiluviale Schichten sind in Indien, in der Saltrange, mehrfach von mir festgestellt. Ref.]

Allgemein zeigen die Tuffe Schichtung und sind fluviatil, enthalten Süßwassermollusken, Fische, Krokodiliden und Schildkröten. Der Fluß hatte nach Beobachtungen über die Schichtung eine westöstliche Richtung und wohl mehrere Arme. Die Kendeng-Kette wurde aufgerichtet, während der Fluß sein Niveau behielt; so entstand das Durchbruchstal des Bengawan bei Ngawi.

Die Knochen liegen (gegen Martin's Ansicht) auf primärer Lagerstätte; die Erhaltung zarter, vorstehender Teile wäre sonst nicht möglich gewesen. Bei vulkanischen Ausbrüchen umgekommene Tiere, oft ganze Rudel, wurden an stillen Stellen des Flusses zusammengetrieben; die oft mächtige tonige Unterlage der Knochenschichten deutet auf solche hin. Hier fielen die Kadaver z. T. durch Fäulnis auseinander, vor allem aber wurden sie von den Krokodilen zerrissen und ihre Knochen zerbrochen. Die nicht mit Fleisch bekleideten Hörner ließen die Reptilien meist unangerührt; abgeworfene Hörner, die auch gefunden sind, deuten an, daß diese ruhigen Flußstellen auch als Tränken benutzt wurden.

Die Vertebratenfauna ist einheitlich, die meisten Arten sind allen Fundorten gemeinsam, einige können geradezu als Leitfossilien angesehen werden. Hierzu gehören: *Cervus lariocerus*, *Bubalus palaeokerabau*, *Leptobos Groeneveldtii*, *Tetracerus Kroesenii*, *Rhinoceros sivasondaicus*, *Stegodon javanoganesa*, *Garialis bengawanicus*, *Crocodilus ossifragus*, *Hardella isoclina* und noch einige andere. (Inwieweit diese Arten berechtigt sind, ist vorläufig unsicher. Einige Bemerkungen folgen noch.)

Zunächst kritisiert Verf. die Methode der Altersbestimmung der im Liegenden befindlichen Tone. Er betont, daß — nach Martin's eigenen Darlegungen — in den Tropen die Bezeichnungen Eocän, Miocän, Pliocän nur relativ sind, ohne daß damit die Äquivalenz mit europäischen Tertiärablagerungen angedeutet werden soll. Die erste absolute Altersgrenze, die man im javanischen Tertiär kennt, ist die zwischen Eocän und Oligocän; die zweite könnte vielleicht gerade in diese Knochenschichten von Kendeng gelegt werden.

Nach Dubois ist es eine unverkennbare Tatsache, daß die Veränderung der Faunen im europäischen Tertiärmeer nicht auf einer Umprägung der

Arten, sondern auf einer Temperaturerniedrigung und auf Migrationen beruht, die in den tropischen Meeren nicht zur Geltung kommen. Gegen das Ende der Tertiärzeit müssen die Veränderungen in den Tropen unmerkbar langsam vor sich gegangen sein im Vergleich zu jenen, durch mächtige Klimaschwankungen hervorgerufenen in Europa. Demnach muß der Prozentsatz von 53 für die rezenten Arten des javanischen Pliocäns als auffallend niedrig gelten und die Wagschale neigt sich dahin, die Schichten von Sondé in das Miocän zu stellen.

Es folgen einige Bemerkungen zu den Mollusken der Trinil-Schichten. Eine wahrscheinlich neue Art, *Unio trinilensis*, wird abgebildet. Während man in den Flüssen überall Melanien findet, welche denen von Trinil gleichen, fehlt diese *Unio* überall. Da zu den von Martin genannten 8 Arten noch mindestens 5 andere kommen, und bei so niedrigen Zahlen 1 oder 2 ausgestorbene Arten schon einen hohen Prozentsatz bedeuten würden, kann die Beweiskraft der Martin'schen Darlegungen auch in diesem Punkt nicht anerkannt werden.

Über die Beobachtungen von Elbert und Carthaus geht Dubois kurz, etwas sarkastisch hinweg. Besonders die prähistorischen Spuren des Menschen werden scharf kritisiert.

Der wichtigste Teil der Abhandlung ist der Bericht über die Säugetiere. Leider sind keine Abbildungen, meist auch keine scharfen Diagnosen gegeben, nach denen man die wirklich unterscheidenden Merkmale der vielen neuen Arten beurteilen könnte. Nach wie vor bleiben hier Zweifel übrig, die doch seit der Entdeckung des *Pithecanthropus* durch Publikation des reichen Materials schon hätten behoben werden können. Die Öffentlichkeit, welche durch den *Pithecanthropus* so viel beschäftigt wurde, hatte ein volles Anrecht darauf, auch den Bericht über die am selben Platz gefundenen Wirbeltiere zu erhalten.

Dubois schickt zunächst einige Bemerkungen voraus, die sich auf den Unterschied einer tertiären und quartären Säugetierfauna in den Tropen beziehen. Die Klimaschwankungen, welche die quartären Faunen Europas stark beeinflußt haben, so daß eine verhältnismäßig große Anzahl ausgestorbener neben noch lebenden oder zeitlich aus kälteren Gegenden eingewanderten Arten beobachtet werden, sollen in den Tropen kaum merkbar vorübergegangen sein. Die eigentlich quartäre Fauna, wie sie in den Höhlen von Sumatra und Java vertreten ist, setze sich ausschließlich aus noch jetzt auf den Inseln lebenden Arten zusammen. Auch die Fauna der Karnul-Höhlen in Süd-Indien zeichne sich durch das Zurücktreten der ausgestorbenen oder ausgewanderten Arten aus, und die Narbada-Fauna kann mit gleichem Recht in das Pliocän wie in das Quartär gestellt werden. [Auch hier ist zu bedauern, daß Verf. seine offenbar reichen Erfahrungen über die Höhlenfauna von Sumatra und Java nicht näher zugänglich macht. Im übrigen ist zu bemerken, daß für indische Höhlenforschung in noch erhöhtem Maße die Schwierigkeiten gelten, die wir in Europa haben. Aufsammlungen, die ohne genaue Kontrolle des Profiles gemacht sind, haben nur einen sehr bedingten Wert. Historische Reste finden sich oft noch in

großer Tiefe; es ist jetzt gar nicht mehr zu bestimmen, was von der Karnul-Fauna echt quartär, was alluvial genannt werden muß. Die Narbada-Fauna für pliocän zu erklären, geht nach meiner Kenntnis nicht wohl an; dagegen spricht auch das Vorkommen menschlicher Artefakte, von denen wenigstens ein Stück sicher in situ gesammelt ist. *Trionyx gangeticus* und *Pangshura flaviventris* sind ferner zwei wichtige in indischen Flüssen und in dem Narbada-Quartär vorkommende Arten rezenter Schildkröten. Und wiederum ist für die Stellung der Siwalik-Schichten selbst doch auch nicht ohne Bedeutung, daß die Mollusken, die man in ihnen findet, ferner 2 Fische und 9 von den 20 Reptilien rezente Arten sind. Ref.] Dubois führt nun in seiner Besprechung der Säugetiere folgende Arten an:

Stegodon ganesa var. *javanica* (nicht *javanicus*). Zu dieser Form wird auch *St. trigonocephalus* Martin gerechnet; die dreieckige Form der Schädel soll keine ursprüngliche sein. Vom Typus der Art sollen nur ältere Schädel abweichen, indem die Frontal- und Occipitalteile abgeflacht und mehr oder weniger scharf voneinander getrennt sind. „Durch ihre Molaren ist sie von *St. ganesa* spezifisch nicht zu trennen." Dann bleibt überhaupt keine Handhabe, denn daß „bei den Elefanten die Schädelform einer und derselben Art, innerhalb gewisser Grenzen, beträchtliche Verschiedenheiten zeigen", führt Verf. selbst an. Dubois macht aus dem Vorkommen von *Stegodon* einen Wahrscheinlichkeitsbeweis für pliocänes Alter. Daß die Stegodonten Leitfossilien der jüngeren Pliocänfauna Ostasiens sind, ist schon vor M. Schlosser, den Dubois allein zitiert, bekannt gewesen; aber sie charakterisieren diese Tierprovinz auch noch im Quartär. (In dem Narbada-Diluvium ist nicht nur ein Stoßzahn von *Stegodon* gefunden.)

Elephas hysudrindicus n. sp. Steht dem *E. hysudricus* sehr nahe, nähert sich aber dem *E. indicus* noch mehr. Die Zahl der Lamellen geht nicht über 19; der Schädel ist durch das Profil, durch die größere Entwicklung der frontoparietalen Höcker und geraden Alveolen für die Stoßzähne dem *E. hysudricus* ähnlich, aber die Breite zwischen den Schläfengruben ist größer. In diesem Punkte schließt er sich an *E. indicus* an, dessen Stammvater er sein soll.

Rhinoceros sivasondaicus n. sp. Überbrückt den geringen Abstand, der *Rh. sivalensis* von *Rh. sondaicus* noch trennt; besonders zeigt sich das im Verhältnis zwischen Länge und Breite bei den oberen Molaren. Von *Rh. sivalensis* durch den Besitz eines sehr kleinen, medialen Unterkieferincisiven, auch von *Rh. Karnuliensis* durch kleine Eigenheiten der Zähne unterschieden. Bei der Schwierigkeit, für *Rhinoceros*-Arten die Norm der Bezahnung festzustellen, sind diese Angaben vorläufig unverwertbar.

Rhinoceros kendengindicus n. sp. „In untergeordneten Punkten von *Rh. indicus* verschieden." Die beiden hervorgehobenen Merkmale: breiteres, hinteres Joch der oberen Molaren, schmalere, scharfrandigere Nasenknochen genügen jedenfalls nicht zu einer spezifischen Abtrennung.

Cervus liriocerus n. sp. Ein Hirsch der Axisgruppe, der sich von allen lebenden und bekannten fossilen Hirscharten durch die einander in ihrem unteren Teil sehr genäherten Geweihstangen (wodurch eine Lyraform entsteht) unterscheiden soll. Auch war die innere Sprosse des Geweihs verhältnismäßig kurz und nicht zugleich, wie bei dem lebenden Axis, auch etwas nach hinten gekehrt; die Augensprosse war hingegen verhältnismäßig lang und kräftig. *C. Lydekkeri* Martin ist nur auf eine Jugendform des Geweihs der eben beschriebenen Hirschart gegründet, läßt sich demnach als Spezies nicht aufrecht erhalten. [Wenn Martin schon die jugendliche Form der betreffenden Art mit einem Namen belegt hat, so verstößt es gegen wissenschaftlichen Gebrauch, der Altersform einen neuen Namen zu geben und den viel früher erteilten einzuziehen. Vor allem aber scheint der Vergleich mit *C. Eldi*, dem Thameng der Birmesen, nicht durchgeführt zu sein, der nach der Beschreibung dem *C. liriocerus* doch nahe stehen muß. Ref.] Gegenüber „der für den malayischen Archipel fremden Axisform" sind zwei andere Arten viel seltener.

Cervus kendengensis n. sp. steht dem javanischen *C. hippelaphus* sehr nahe, ist aber durch dickere und kürzere Geweihe unterschieden; *C. palaeomendjangan* n. sp. ist durch die Kleinheit der nach außen und vorn gerichteten Gabelsprosse gekennzeichnet. Wenn Dubois hervorhebt, daß die Axisformen jetzt im malayischen Archipel fehlen, so soll das wohl auch die Beweisführung stärken, daß eine alte Fauna vorliegt. [Es sei übrigens erwähnt, daß *C. hippelaphus* (= *C. unicolor, C. aristotelis*) die in Indien noch gegenwärtig weit verbreitete Hirschart (Sambar) ist; bei der malayischen Lokalform ist die innere Zacke etwas länger. Ref.]

Cervulus sp. Einige Hörner.

Tetracerus Kroesenii n. sp. Unterscheidet sich von dem indischen *T. cervicornis* (und ebenso von dem siwalischen, fossilen *T. Daviesi*) durch den Besitz von gut entwickelten akzessorischen Säulchen an den oberen Molaren. „Hierdurch und durch das großenteils geradlinige parieto-frontale Profil nähert sie sich der lebenden *Boselephus tragocamelus*. Das zweite Hörnerpaar ist nur durch die Ecken der mit starken Rauhigkeiten versehenen präcornualen Leisten vertreten; derartige Variationen kommen auch bei der indischen Form vor." [Es wird besonders für die Form der Präsidentschaft Madras angegeben, daß auch erwachsenen Exemplaren die vorderen Hörner fehlen. Ref.]

Leptobos Groeneveldtii n. sp. Unterscheidet sich von *L. Falconeri* aus den Siwaliks und von *L. etruscus* (Val d'Arno) durch die längliche Form des gehörnten Schädels und die Richtung der Hornzapfen. Diese richten sich erst nach oben, biegen sich dann nach unten und innen zurück, bis ihre Spitzen den Augenhöhlen gegenüber kommen. Von *L. Frazeri* der Narbada-Schichten kennt man nur eine hornlose Form, deren Schädel auch anders ausgebildet ist. In seiner bedeutenden Größe stand der javanische *Leptobos* dem Banteng näher.

Leptobos dependicornus n. sp. mag die weibliche Form sein; die Hörner sind schwächer, mehr nach hinten abgebogen.

Mehrere Formen von *Bibos*, die sich mehr oder weniger nahe dem Banteng anschließen, werden als *B. palaesondaicus* zusammengefaßt. „Andere vermitteln den Übergang von unserer *Leptobos*-Art zu diesem Urbanteng.“ *Bibos protocavifrons* n. sp. steht wiederum dem Gaur sehr nahe. Verf. meint, daß wir hier die Entwicklung der *Bibos*-Formen aus der *Leptobos*-Form vor uns haben, und daß eine sprungweise Entwicklung vorliege, weil die verschiedenen Entwicklungsstadien zu gleicher Zeit und nebeneinander vorkommen.

Bubalus palaeokerabau n. sp. Soll der Stammvater des lebenden Keraban (Kerbo) sein. Verf. hielt ihn früher für *B. palaeindicus*, der aus den allerobersten Siwaliks und aus Narbada-Schichten beschrieben wurde. Er hat aber weder die längliche Form des Schädels, noch die fast gerade Streckung und quere Richtung der Hornzapfen und ihren nahezu vierkantigen Querschnitt. In der Form des Hornzapfens soll die Art sich etwas dem *B. platyceros* der Siwaliks nähern. [*B. palaeindicus* ist später von Lydekker nur noch als Varietät von *B. buffelus* aufgefaßt.]

Von den beiden Schweinen steht *Sus brachygnathus* n. sp. dem heutigen *S. celebensis* sehr nahe, während *S. macrognathus* n. sp. dem auf Java lebenden *S. verrucosus* entspricht. „Die fossilen Arten stehen sich aber noch etwas näher als die genannten jetzigen Arten, auch liegen zwischen ihnen Übergänge vor.“ Da *S. vittatus* der Kendeng-Fauna fehlt, so „scheint diese Art erst später aus der australischen Region eingewandert zu sein“ — eine Annahme, für die wohl stärkere Gründe angeführt werden müssen. Es ist von Lydekker seinerzeit auf die nahe Verwandtschaft des *S. vittatus* mit dem aus den Siwaliks beschriebenen *S. giganteus* hingewiesen und es liegt auch in der Tat weit näher, mit ihm anzunehmen, daß *S. vittatus* ein Nachkomme des *S. giganteus* ist. Wenn Dubois sagt: „Unter *S. hysudricus* werden aus den Siwalik-Schichten bekanntlich mehrere Arten zusammengefaßt; eine von diesen mag unserem *S. brachygnathus* näher gestanden haben, war aber sicher nicht mit ihm ident“ —, so ist nicht zu ersehen, ob die späteren sorgfältigen Ausführungen Lydekker's über indische Suiden bei den Vergleichen berücksichtigt sind. Zu *S. brachygnathus* soll auch der von Martin dem *S. hysudricus* zugeschriebene Unterkiefer gehören.

Hexaprotodon sivajavanicus n. sp. Durch die Länge der Unterkiefersymphyse und die relative Größe der Incisiven von den Narbada-Arten verschieden und nahe mit *H. sivalensis* verwandt. Es soll durch die relativ starke Entwicklung der mittleren Incisiven dem Stamme des afrikanischen Flußpferdes noch näher stehen als *H. sivalensis*. [Dieser Stamm der afrikanischen Flußpferde dürfte doch selbst wohl wieder ein Ausläufer des indischen *Hexaprotodon*-Stammes sein, etwa von *H. iravaticus* abzweigend. Ref.]

Tapirus pandanicus n. sp. Kleiner als *T. indicus;* der Eingang des Quertals der oberen Molaren soll weiter sein als bei *T. indicus* — ein zur Charakterisierung einer neuen Tapirart ungeeignetes Merkmal.

Hyaena bathygnatha n. sp., eine Hyäne „von Löwengröße", welche der *H. brevirostris* nahe steht. Von der ebenfalls verwandten *H. felina* durch die Höhe ihres Unterkiefers verschieden. Sie ist nicht so kurzschnauzig als *H. brevirostris*.

Drei Katzen werden genannt, davon 2 sehr große; der Tiger fehlt aber und muß erst später eingewandert sein. *Felis oxygnatha* n. sp., mit schmalem Kinn und sehr schief nach außen gerichteten Fangzähnen des Unterkiefers. Bei *F. nebulosa* ist das Kinn ähnlich schmal, aber das Diastema sehr groß, der vordere Kieferteil lang. [Das große Diastema der *F. nebulosa* hängt mit der enormen Entwicklung der oberen Fangzähne zusammen, die wie bei *Machaerodus* geformt sind; eine Katze mit kurzem Diastema muß daher auch in dieser Beziehung sich ziemlich weit von *F. nebulosa* entfernen. Ref.] *F. trinilensis* n. sp. Dieser Name soll den früher verwendeten *F. Groeneveldtii* ersetzen. Soll von Löwe und Tiger verschieden sein. *F. microgale* n. sp. Von der Größe der *F. minuta*, mit der sie auch sonst Ähnlichkeit zu haben scheint. (*F. minuta* wird häufiger als *F. bengalensis* bezeichnet.)

Lutra palaeoleptonyx n. sp. Größer als die jetzt auf Java lebende *L. leptonyx*, auch im Umriß des oberen P_4 und durch geringe Entwicklung des Cingulum verschieden.

Manis palaeojavanica n. sp. Erreicht etwa die anderthalbfache Größe der in Afrika lebenden *M. gigantea*, steht aber im Knochenbau der viel kleineren *M. javanica* näher; doch sind die Extremitäten auch relativ gedrungener und kräftiger. Die *Manis*-Art der Karnul-Höhle in Indien, welche Lydekker mit der afrikanischen Art verglich, dürfte der javanischen noch näher stehen; für sie wird der neue Name *M. Lydekkeri* vorgeschlagen.

Ein riesiges Krokodil wird *Crocodilus ossifragus* genannt; es soll die Kendeng-Knochen zumeist zerbrochen haben. Es stand dem *C. palustris*, namentlich in der Ceylon-Varietät, sehr nahe, aber auch dem nächsten ausgestorbenen Verwandten, *C. sivalensis*, und überbrückt gewissermaßen den Abstand zwischen beiden. *C. porosus*, das in der Kendeng-Fauna fehlt, soll aus Australien eingewandert sein. [Von *C. porosus* weiß man, daß es der Westküste Indiens fehlt, dagegen ist es von Ceylon bis Südchina weit verbreitet. Der Fund fossiler Reste in ganz jungen Schichten von Queensland hat Lydekker seinerzeit veranlaßt, den australoiden Ursprung anzunehmen. Bei dem großen Schwimmvermögen der Art ist das wohl möglich, doch glaube ich, daß seine Verbreitung schon in sehr alter Zeit die heutige gewesen ist. Würde es sich um eine Einwanderung der Art von Australien her handeln, so bliebe das Fehlen westlich und nördlich von Ceylon noch viel auffallender. Ein im Vordringen begriffenes, küstenbewohnendes Tier hätte wohl auch die Westküste Indiens besiedelt.]

Garialis bengawanicus n. sp. ist nur wenig von den lebenden und fossilen Garialen Indiens verschieden. Auch die Süßwasserschildkröte *Hardella isoclina* n. sp. schließt sich eng an die indische *H. Thurgi* und die siwalische *H. Falconeri* an.

Damit hat Dubois 23 Säugetiere und 3 Reptilien aus den Kendeng-Schichten angeführt, sämtlich als neue Arten, und er schließt mit den Worten: „Nach alledem kann an dem nicht quartären Charakter der Fauna kein Zweifel übrig bleiben, ist sie in das jüngere Pliocän zu stellen.“

So interessant es ist, von dem verdienstvollen Forscher eine Übersicht über das offenbar enorm reiche Material an fossilen Wirbeltieren zu erhalten, und so gern man seinen Ausführungen folgt, so muß man doch sagen: Der Beweis für diesen Schluß muß auf andere Weise geliefert werden. Bei der Feinheit der Merkmale, nach denen man die fossilen Säugetiere (und Reptilien) voneinander unterscheidet, können die kurzen Angaben Dubois' nicht genügen, uns ein Bild der Arten zu geben, oder die Sicherheit, daß die Arten tatsächlich von schon bekannten verschieden sind, einige Fälle ausgenommen. Es sei aber auch daran erinnert, daß nicht nur in Europa im Diluvium sich die höhere Tierwelt stark verändert hat; man denke an die Funde in Madagaskar, in den Pampas Argentiniens, in den Knochenhöhlen Kaliforniens, in Australien, in Neuseeland.

E. Koken.

Paläontologie.

Allgemeines.

R. S. Lull: Volant adaptation in vertebrates. (The Amer. Naturalist. 40. No. 476. August 1906. 537—564. 14 Textfig.)

Eine vorzügliche, übersichtliche und klare Zusammenfassung lebender und fossiler flugbegabter Vertebraten wird in dieser Abhandlung gegeben und es wird klargelegt, durch welche Organisation die einzelnen Wirbeltiere zum Fluge befähigt wurden. Jede Vertebratenklasse, mit Ausnahme der Amphibien, hat echten Flug entwickelt; das Vermögen, von höherem zu niederem Niveau zu gleiten, ist mehrmals erworben worden.

Von den Fischen, Amphibien, Reptilien, Vögeln und Säugern werden die einzelnen Ordnungen und Gattungen, welche sich in der Luft fortbewegen können, aufgeführt und folgende Klassifikation der fliegenden Vertebraten gegeben (siehe nebenstehende Tabelle).

Im ganzen kommt Flugentwicklung bei Vertebraten 17mal vor, in 10 Fällen handelt es sich um Anpassung an mehr oder weniger lange Fallschirmflüge von erhöhtem Standpunkte aus, in 7 Fällen ist es aller Wahrscheinlichkeit nach zur Entwicklung echten Fluges gekommen.

Als für den Paläontologen von Interesse sind die bei den Fischen aufgeführten obertriadischen fliegenden Formen *Thoracopterus* und *Gigantopterus*, welchen, wie den fliegenden Fischen überhaupt, wirklicher Flug durch vibrierende Bewegung der Flugflossen zugesprochen wird. In dem Abschnitt über die Reptilien dürften einige Angaben über die Ordnung der Pterosaurier interessieren, deren Organisation besprochen wird. Der rückwärts am Schädel von *Pteranodon* befindliche, komprimierte, flügelartige Fortsatz (Occipitalcrista) dient nach Ansicht des Verf.'s augenscheinlich nicht zur Befestigung von Muskulatur, sondern er hatte die Aufgabe, den Kopf, wenn er gegen den Wind gestellt war, in dieser Stellung zu unterstützen. Von *Pteranodon* nimmt Verf. ferner aus den Verhältnissen von Flughautausdehnung zur Körpergröße an, daß er segelnden Flug hatte und die Flügel nur schwerfällig bewegte, wie der Albatroß, oder daß er nur an windigen Tagen fliegen, und zwar gegen den Wind beträchtliche Höhen erreichen konnte. *Rhamphorhynchus* dagegen wird

		Fallschirmflug	Ruderflug	Segelflug
Pisces.				
1. Ganoidei	*Thoracopterus*	·	×	·
2.	*Gigantopterus*	·	×	·
3. Teleostomi	*Exocoetus*	·	×	·
4.	*Dactylopterus*	·	×	·
Amphibia				
5. Anura	*Rhacophorus*	×	·	·
Reptilia				
6. Squamata	*Ptychozoon*	×	·	·
7.	*Draco*	×	·	·
8. Pterosauria	(ganze Ordnung)	·	×	×
9. Aves	(ganze Klasse)	·	×	×
Mammalia				
10. Marsupialia	*Ptauroides*	×	·	·
11.	*Petaurus*	×	·	·
12.	*Acrobates*	×	·	·
13. Rodentia	*Anomalurus*	×	·	·
14.	*Pteromys*	·	·	·
	Sciuropterus	×	·	·
	Eupetaurus	·	·	·
15. Insectivora	*Galeopithecus*	×	·	·
16. Chiroptera	(ganze Ordnung)	·	×	·
17. Primates	*Propithecus*	×	·	·
	Zusammen	10	7	2

als ein wahrscheinlich mehr aktiver Flieger betrachtet, der mit lebhaftem Flügelschlag sich fortbewegte.

Bei den Vögeln wird selbstverständlich auch der *Archaeopteryx* gedacht und einzelne Ähnlichkeiten in der Organisation der Pterosaurier mit derjenigen der Vögel besprochen.

Den Schluß bilden die flugbegabten Säuger, von welchen die einzelnen Ordnungen besprochen werden. **F. Plieninger.**

Prähistorische Anthropologie.

John Evans: Some recent discoveries of palaeolithic implements. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **54**. 1—8. 1908.)

Der um die Prähistorie Englands so hoch verdiente Forscher bringt in der kurzen Arbeit einige neue Beobachtungen über das Vorkommen von paläolithischen Geräten in sehr hochgelegenen Ablagerungen, die man trotz ihrer verschiedenartigen Ausbildung und Bildungsweise als oberen Ziegellehm (brick earth) zusammenfaßt. So fanden sich Geräte bei Gaddesden Row 544′ ü. M. (184′ über dem Gade, 144′ über dem Ver-Fluß). In

einem Ellinghams pit genannten Ziegelstich unweit Hemel Hempstead treten die Artefakte ca. 170′ über dem Gade auf. Zwei Stücke sind abgebildet; ein Vergleich mit französischen Kulturstufen ist nicht versucht, jedoch gewinnt man aus den guten Figuren die Überzeugung, daß es sich um eine späte Acheulstufe bezw. um die von Moustier handelt, in der die Mandelformen der Acheulstufe noch wenig geändert fortsetzen. Um neolithische Formen, wie in der Diskussion nahegelegt wurde, kann es sich kaum handeln. Überhaupt gewinnt man aus der lebhaften Debatte den Eindruck, daß noch wenig Klarheit über die genannten englischen Diluvialbildungen geschaffen, wahrscheinlich auch recht Ungleichartiges zusammengefaßt ist. Bald sind es moränenartige, in das Glazial eingereihte Gebilde, bald feingeschichtete, bald ein als aeolisch angesprochener Löß mit Schnecken (Sangatte), bald ein umgelagerter Eocänton, bald gelten sie als surface drifting und rainwash, bald als Absätze in Seen und Sümpfen — was alles in der Diskussion zum Ausdruck gebracht wird. Im ganzen wird man nicht allzuweit daneben greifen, wenn man mit den französischen cailloutis à la base de l'ergeron vergleicht, die ja auch Acheuléen und Moustier-Typen liefern (vergl. z. B. Laville). **E. Koken.**

A. et J. Bouyssonie et L. Bardon: Découverte d'un squelette Moustérien à la Bouffia de la Chapelle-aux-Saints (Corrèze). (L'Anthropologie. **19**. 1908. 513—518.)

Der in Zeitungen schon viel besprochene Fund wurde in einer kleinen Höhle (Bouffia) im Tal der Sourdoire gemacht, eines kleinen Nebenflusses der Dordogne, etwa 3 m vom Eingange. Das Skelett lag in einer kleinen Einsenkung des anstehenden Grundes, bedeckt von einer 30—40 cm dicken Schicht, welche erfüllt war von Knochen und geschlagenen Steinen, welche dem Moustier-Kreise angehören. Mandelförmige Geräte sind kaum noch angedeutet, dagegen erinnern manche Stücke schon an die Typen von Aurignac. Es sind ca. 1000 Stück gesammelt, darunter auch runde Gerölle (Bolas). Die Tierreste gehörten vorwiegend zum Renntier und einem Boviden; spärlicher waren vertreten: Murmeltier, Fuchs, Dachs, Schaf oder Ziege, ein Vogel, Schwein.

Später hat Boule noch bestimmt: *Rhinoceros tichorhinus*, *Equus caballus*, *Capra ibex*, *Arctomys marmotta*, *Canis lupus*. [Dachs und Schwein deuten auf eine Vermischung mit jüngeren Resten hin. Die auf Schaf oder Ziege bezogenen Zähne könnten mit *Capra ibex* ident sein, können aber auch als jüngere Beimischung gedeutet werden. Ref.]

Es handelt sich um eine Grabstätte, welche in den mergeligen Untergrund hineingearbeitet war; die Grube ist 1 m breit, 1,45 m lang, ca. 30 cm tief. Der Körper war ungefähr ost-westlich orientiert, lag auf dem Rücken, mit angezogenen Beinen. Der linke Arm war ausgestreckt, der rechte wahrscheinlich gegen den Kopf gezogen. Über dem Kopfe lagen die Knochen einer Bovidenextremität, die dem Verstorbenen wohl als Nahrung mitgegeben war. **E. Koken.**

M. Boule: L'homme fossile de la Chapelle-aux-Saints, Corrèze. (L'Anthropologie. 1908. 519—526.)

M. Boule bestätigt zunächst die Auffassung, daß es sich um einen Skelettfund aus der Moustier-Zeit handelt. Die Knochen sind entsprechend fossilisiert. Vorhanden sind: Schädel und Unterkiefer, einige Wirbel, einige Gliedmaßenknochen. Letztere sollen später genauer beschrieben werden; sie deuten auf ein männliches Individuum von ca. 1,60 m Höhe. Die Zusammensetzung des zerbrochenen Schädels ist mit aller Sorgfalt und unter beständiger Aufsicht durchgeführt; es ist jetzt ein prachtvolles Stück, das in 3 Ansichten abgebildet wird.

Es handelt sich um einen alten Mann. Der Schädel ist sehr groß im Verhältnis zur Statur: Breitendurchmesser 156, Länge 208 mm. Die ganze Form ist sehr brutal, die Knochen sind auffallend dick. Das Schädeldach ist noch etwas mehr abgeflacht als das des Neandertalers und des Spy-Menschen. Die Stirn flieht stark zurück; die Augenbrauenbogen sind enorm und bilden einen zusammenhängenden Wulst, der in der Glabellaregion nicht vermindert ist; über ihm läuft eine tiefe Rinne von einer Schläfe zur anderen.

Die Hinterhauptsregion ist ebenso deprimiert wie die Frontalregion und springt weit nach hinten vor. Eine Protuberantia occipitalis externa wird ersetzt durch eine Art Wulst (Torus occipitalis transversus). Zahlreiche Rauhigkeiten, Furchen und Leisten des Knochens deuten auf starke Entwicklung der Nackenmuskulatur hin.

Das Hinterhauptsloch ist sehr verlängert im sagittalen Sinne; es liegt noch weiter nach hinten als bei den niedrigsten Menschenrassen der Gegenwart (Neu-Caledonien). Der Vertikalindex (Broca) beträgt 62,5 und liegt weit unter den bei niederen Rassen ermittelten Zahlen.

Das Gesicht ist lang, der faciale Prognathismus sehr beträchtlich, während ein subnasaler Prognathismus entfällt.

Die Augenhöhlen sind groß und treten durch die oberen Wülste auffallend heraus. Index orbitalis: 88,6.

Die Nase, durch eine tiefe Senke von der Stirn getrennt, ist niedrig und breit. Der Schädel ist rein platyrhin, der Index nasalis: 55.

Die Oberkiefer haben keine Grube unter den Augenhöhlen (fossa canina), die bei allen lebenden Rassen vorkommt, sondern gehen von den Jochbogen an in einer Flucht nach vorn, eine Art Schnauze bildend (wie es auch an dem Gibraltar-Schädel beobachtet wurde).

Der Gaumen ist sehr lang, die Zahnreihen einander fast parallel; bis auf einen sind die Zähne ausgefallen.

Der Unterkiefer ist robust, dick; der Gelenkkopf ist sehr breit und abgeflacht, die Symphyse sehr schräg, ein Kinn fehlt.

Im ganzen entspricht der Schädel völlig dem Typus von Neandertal und Spy und bestätigt, daß es sich um einen einheitlichen, verbreiteten Rassentypus handelt, welcher das mittlere Quartär charakterisiert und unter den lebenden Rassen steht. Eine besondere Gattung bildet die Rasse nicht, wohl aber würde man sie sicher zu einer eigenen Art machen,

wenn es sich nicht um Menschen, sondern um Affen, Raubtiere etc. handelte.

Rein morphologisch steht die Rasse auch zwischen den lebenden und dem javanischen *Pithecanthropus;* eine genetische Verknüpfung soll damit nicht behauptet sein.

Auch in seiner Kultur und entsprechend wohl im Intellekt steht dieser Typus sehr tief, während die später einsetzende Kultur auch zugleich mit einem höher entwickelten Rassentypus (Cro Magnon) auftritt. Jedoch ist die Neandertal-Rasse wohl nicht die einzige ihrer Zeit gewesen; eine wenigstens kennt man, die Negroiden von Mentone, die morphologisch immerhin höher stehen als der Mensch des Neandertals. Diese verschiedenen Rassen scheinen sich auch in ihrer Kultur unterschieden zu haben, wie ebenfalls aus den Ausgrabungen bei Mentone erhellt. **E. Koken.**

A. Rutot: Moustiérien et Aurignacien. (Bull. Acad. Roy. Belgique. No. 4. 1908.)

Rutot beschäftigt sich in diesem Aufsatz zunächst mit der vielbesprochenen Frage nach der Abgrenzung des Moustiérien. Es folgt über dem Acheuléen II, das im Pariser Becken auf der Grenze des limon argileux zum limon fendillé seinen festen Platz hat. Neben den Schlägern, den Messern, Schabern, Kratzern, Bohrern, die in jeder Industrie vorkommen, findet man noch nachlässig gearbeitete mandelförmige Geräte, welche die Ausführung des letzten Acheuléen nicht mehr erreichen. So enthält das Moustiérien keine neuen Typen, sondern bedeutet eine Rückschrittsphase auf dem Gebiet der Steintechnik.

Die vielgenannte Moustier-Spitze findet sich fast zu allen Zeiten und ist eigentlich nur ein Doppelschaber, der bald links, bald rechts gebraucht ist. Tatsächlich charakteristisch für das Moustiérien ist das Überwiegen der Schaber in verschiedenen Formen (mit einseitiger oder doppelseitiger, zur Spitze führender Retuschierung); Messer, Kratzer, Bohrer und mandelförmige Instrumente treten ganz dagegen zurück. Nach den Untersuchungen Bourlon's bestätigt sich auch G. de Mortillet's Annahme, daß der Gebrauch des Knochens noch unbekannt war. Ohne die „hache en amande" wäre kaum ein Unterschied gegenüber den alten präpaläolithischen Industrien (Mesvinien) festzuhalten.

Die jetzt öfter erwähnten Lager der Charente, wie bei la Quina and le Petit-Puymoyen, stehen wohl im ganzen noch auf diesem Punkte der Entwicklung, jedoch treten neu dazu erstens Knochengeräte und zweitens bolas, Schleudersteine. Hierher gehört in Belgien, wo ein typisches Moustiérien nicht existiert, das Niveau von Hastière, das tiefste der Höhlen (so auch in der von Spy). Die bolas bestehen gewöhnlich aus quarzitischen Geröllen. Ferner brachten die neuen Stämme auch die Töpferei (nach belgischer, bekanntlich umstrittener Auffassung).

Das Fehlen eines typischen Moustiérien in Belgien hängt nach Rutot damit zusammen, daß die Periode noch in die letzte Phase der großen

Flut des Hesbayen fällt, welche das anglo-franco-belgische Becken 130 m tief unter Wasser setzte; diese Flut ist das Abschmelzwasser der Riß-Eiszeit.

Dann kamen Moustier-Stämme aus dem Süden (Perigord) und setzten sich in den öden Gegenden Nordfrankreichs und Belgiens fest. Im Laufe ihres Nomadenlebens gingen sie, aus Mangel an Feuerstein, z. T. zum Gebrauch von Knochen über und, um Wasser mitschleppen zu können, zum Formen von Gefäßen. Hiermit beginnt doch eine neue Entwicklungsphase, und so rechnet Rutot das Niveau von Hastière (das dem la Quina-Horizont gleich ist) schon zum unteren Aurignacien. Das steht im Widerspruch mit der Charakterisierung des Aurignacien inférieur durch Breuil: in der Grotte des Fées, bei Chatelperron (Allier) und anderen Orten sind die Klingen à extrémité ou à dos abattus, die lames de Chatelperron ein Leitgerät — ihrem Gebrauch nach zweifellose Messer. Aber dies gilt nur für die Stätten, wo die Moustier-Bevölkerung seßhaft blieb, während die wandernden, gleichsam abgestoßenen Horden, welche nach Mentone, zum Säntis, zum Donautal etc. gelangten, andere Gebräuche annahmen. Es gibt also gleichsam 2 Fazies des Moustiérien. Schließt man sich dieser Ansicht nicht an, so wird das echte Aurignacien nur noch aus mittlerem und oberem bestehen, indem das untere zum Moustiérien geschlagen werden müßte.

Die Ausgrabungen von Favraud in Petit-Puymoyen sind hier lehrreich. Die Auswanderer kamen hier früh an, hier mischen sich auch die beiden Fazies. In La Quina begleiten Bolas und Knochenunterlagen (compresseurs) die typischen Moustier-Geräte. Dann aber finden sich darüber schon echte Aurignac-Formen, Knochengeräte, Renntierphalangen mit Loch etc.; eine neue Einwanderung von der Vézère her hat dies veranlaßt. Später gleichen sich überall die Unterschiede wieder mehr aus.

Was ist nun das Solutréen? Aurignacien, vermehrt um Steinwaffen (pointes solutréennes und auch die pointes à cran); die Zeit wird kriegerisch, die Kunst läßt nach, die Horden konzentrieren sich mehr und die Wanderzüge hören auf. Die Bewaffnung fängt schon im oberen Aurignacien an, sich bemerklich zu machen (knöcherne Dolchspitzen, Pfeilspitzen aus Silex — type de la Font Robert).

Auf das Solutréen folgt das friedliche Magdalénien; die Wanderzüge beginnen wieder, es entwickelt sich auch wieder der Sinn für Kunst und Schmuck. Von den Waffen bleiben nur einige Jagdgeräte.

Diese Folge muß nun noch etwas ergänzt werden; besonders liefern die Hauser'schen Ausgrabungen dazu Material. Im abri der Micoque ließ sich nur eine homogene Industrie feststellen; die unteren Lagen enthalten gewissermaßen das Atelier mit seinen Abfällen und Kernen, aber auch mandelförmige Geräte (auch Tübingen ist durch Herrn Hauser in den Besitz einer schönen Kollektion gekommen). Da Hauser auch bearbeitete Knochen gefunden hat, so würde sich das Alter der Micoque sogar als oberes Moustiérien bezeichnen lassen. Die vielen Geräte vom Acheuléen-Typus würden allerdings, wenn man von den Knochen absieht, mehr die

ältere Meinung begünstigen, daß ein Übergang vom Acheuléen II zum Moustiérien vorliegt.

Dann wird noch eine Entdeckung Hauser's berichtet, nämlich die von Fanggruben, ca. 20 runde, in Quincunx gestellte Löcher, in denen Solutré-Geräte gefunden sein sollen.

An der Basis der Schutthaufen von Le Moustier selbst sind nunmehr auch durch Hauser neben recht großen Silexgeräten zerklopfte Knochen und eine knöcherne Spitze gefunden; die Idee, auch die Knochen zu verwerten, scheint also schon damals entstanden zu sein. Die ersten Auswanderer nahmen sie schon aus der Heimat mit. **E. Koken.**

Säugetiere.

F. Toula: Ein Mammutfund von Wilsdorf bei Bodenbach in Böhmen. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. **58**. 2. Heft.)

Die Fundstelle der Mammutreste liegt auf Blatt II der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges von J. E. Hibsch in $\frac{1}{2}$ km Entfernung von Wilsdorf an der Elbe. Hier ist jungdiluviale Niederterrasse verzeichnet. Der Mammutfund wurde im Gehängelehm über der Niederterrasse gemacht bei Abheben eines Bauterrains. Die Knochenreste selbst fanden sich in lößartigem bezw. lehmigem sehr feinem graugelben Sand, unter dem der grobe Niederterrassenschotter zum Vorschein kam. Bis auf ein Wiederkäuerbecken von etwas über Schafgröße gehören sie alle dem *Elephas primigenius* Blumenbach an. [Ref. hatte Gelegenheit, die Reste in Wien zu besichtigen und kann seinerseits sowohl die Richtigkeit der Bestimmung bestätigen, als auch das wichtige Moment des ganz jungdiluvialen (harten, braunen) Erhaltungszustandes betonen.] Was dem Funde eine weitere Bedeutung verleiht, das ist die Zugehörigkeit der Knochen zu einem Individuum. Am wichtigsten sind die Schädelreste, bestehend aus Palatinum mit den beiden M_1 in Situ, und den besonders montierten prachtvollen Stoßzähnen von $2\frac{1}{4}$ m Länge. Ein sehr vollständiger Unterkiefer mit beiden M_1 ist dazu montiert.

Hinter den ersten Molaren stehen noch nicht abgenutzte M_2, die für sich abgebildet wurden. An den M_1 ist ihre große Breite bemerkenswert, doch besitzt der Zahn auch wohl eine bedeutende Kronenhöhe, wie die große Höhe des horizontalen Kieferastes anzeigt. Die Länge und Breite der Zähne im Ober- und Unterkiefer mißt im Durchschnitt 16 bezw. 9 cm. Die Zahl der Lamellen ist etwa 10; es kommen somit 10 Lamellen auf etwa 16 cm, was für den Oberkiefer eines *E. primigenius* eine recht geringe Zahl ist und an *E. Trogontheri* Pohlig erinnert. Richtiger würde man jedoch wegen der großen Unterkieferhöhe diese Bezeichnung vermeiden. Diese ist ein modernes Merkmal im Gegensatz zu den *E. meridionalis* ähnlichen, niedrigen Kieferästen der altquartären *E. Trogontheri*-Formen. Die Gestalt des Unterkiefers erinnert freilich an den

Ilford-Mammut, den Pohlig schon zu *E. Trogontheri* stellt, und an den von Pohlig abgebildeten Unterkiefer von Speldorf. Das Vorhandensein guter Abbildungen ist darum doppelt dankenswert.

Zum Schädel gehört noch ein ziemlich guterhaltenes Hinterhaupt, das mit dem Gaumen vereinigt die ganze Länge der Schädelbasis erkennen läßt.

Die übrigen Skelettreste bestehen aus den beiden wohlerhaltenen Schulterblättern, der rechten Beckenhälfte, der rechten Fibula, einer Anzahl Rippen und vier Wirbeln. **W. Freudenberg.**

E. O. Hovey: The Chester, New York, Mastodon. (Ann. of the New York Acad. of Sc. **18**. Part II. No. 4. 147.)

Ein Schädelfund von *Mastodon americanus* Cuvier *(Elephas Mastodonta)* aus dem Jahre 1817 wird an der Hand einer faksimilierten Zeichnung mit Begleitworten wieder aufgedeckt. Die Stoßzähne sind mit dem vorderen Gaumenteil verbunden, der 4 Zähne in seinem vorderen Abschnitt aufweist. Der hintere Teil ist weggebrochen. Mit dieser Feststellung im Text ist die Zeichnung in Übereinstimmung. Die geringe Jochzahl (2 und 4) schließt *Elephas* aus. M_1 ist 3 Zoll im Quadrat groß, der benachbarte M_2 mißt 6 und 3 Zoll. Die Länge der Stoßzähne mißt 9 Fuß; ihr Umfang 26 Zoll. Das schöne Stück lag 6 Fuß unter der Erdoberfläche in losem schwarzem Schlamm, der einen Geruch nach verwesenden Pflanzen hatte. In der Tiefe ging er in reinen hellblauen Ton über. [Wie bei den *Mastodon*-Funden von Big Bone Lick handelt es sich um einen morastartigen Untergrund, in den das Tier eingebettet wurde. Das ganz jungquartäre bezw. postglaziale Alter mancher *Mastodon*-Funde in Nordamerika scheint durch dies Vorkommen bestätigt. Ref.]

W. Freudenberg.

E. Harlé: Faune quaternaire de la Province de Santander (Espagne). (Bull. de la Soc. Géol. de France. (4.) **8**.)

Die bis jetzt festgestellten Säugetierarten aus den von Don Lorenzo Sierra ausgegrabenen Höhlen sind folgende: *Homo* (Mar, Mosolla), *Ursus spelaeus* (Hornos, Salitre), *U. arctos* (Ojebar), *Canis lupus* (Hornos), *Hyaena* (nur Nagespuren: Valle, 2. Niveau), *Felis leo* (Miron), *F. pardus* (Hornos), *F. catus* (Valle, 1. Niveau), *Rhinoceros* (Camargo abajo), *Equus caballus* (in allen Höhlen recht häufig), *Sus scrofa* (in mehreren Grotten), *Bos* oder *Bison* (ebenso), *Cervus elaphus* (Camargo arriba, Valle, 1., 2. und 3. Niveau, Mar, Ojebar, Miron, Altamira, Tornillos, Salitre, Truchiro, Ober- und Unter-Carranceja, Hornos, Mosolla), alle mittelgroß bis klein, *Cervus capreolus* (Valle 1. Niveau, Mar), *C. tarandus* (Ojebar, Valle 2. Niveau hier nur 1 Zahn neben 80 Resten vom Hirsch, Palomas; alles zusammen nur 4 Belegstücke), *Capra ibex* (Valle 2. Niveau, Salitre), *Rupicapra europaea* (Salitre und andere Höhlen), *Lepus cuniculus* (Valle 2. Niveau).

Die schon von Gaudry (Matériaux 1881) untersuchte Fauna von Altamira enthält zusammengenommen: *Equus,* Bovide, *Cervus elaphus* (sehr viel), *Canis lupus, Capra ibex. Patella vulgata* Linn aff. *occidentalis* Val. [*P. vulgata Santuolai* n. var.], *P. vulgata* typ., *Littorina littorea, L. obtusata* (Conchylien nach M. Fischer).

Die Höhle von Hornos enthält: *Canis lupus, Equus,* einen großen Boviden, *Cervus elaphus, Capra ibex, Lajopus mutus, Perdrix cinerea, Corvus monedula, Pyrrhocorax alpinus?* oder *graculus?* (Vögel nach E. T. Newton.)

Höhle von Cobalejo, einige Kilometer von Santander entfernt: *Rhinoceros* („vielleicht nicht *tichorhinus*"), *Equus,* grosser Bovide, *Cervus elaphus.*

Höhle von d'Aïtz-bitarte bei San Sebastian: *Ursus spelaeus, U. arctos, Hyaena spelaea, Felis leo* var. *spelaea, Equus, Sus scrofa, Bos* oder *Bison, Cervus elaphus, Rangifer* (sehr selten), *Ibex?, Rupicapra, Patella vulgata.*

Es ergibt sich aus diesen Listen der wichtige Schluß, daß von der arktischen Tierwelt nur das Ren und dies sehr spärlich nach Nord-Spanien vordrang. Von der Steppenfauna hat sich nichts gefunden. [Es sei hier jedoch an *Myodes lemmus crassidens* var. nov. foss. Nehring aus einer Höhle bei Santarem in Portugal erinnert. Ref.]

W. Freudenberg.

Vögel.

A. Hamilton: Note on Remains of some of the Extinct Birds of New Zealand found near Ngapara. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. **36.** (1903.) 474—477. 1905.)

Verf. erhielt von einer Lokalität bei Ngapara (das etwa 20 englische Meilen von Oamaru entfernt liegt) einen kleinen Metatarsalknochen von *Corvus moriorum* Forbes, der bisher nur von den Chatham-Inseln bekannt geworden war. Die Fundstelle liegt am Fuß einer Kalksteinfelsenmauer, die dadurch entstanden ist, daß bei der weichen Unterlage, auf der dieser Kalk ruht, beständig Abbrüche ins Tal stattfanden. Zwischen der Felsmauer und einem mehr oder weniger zusammenhängenden Zuge vorgelagerter Abbruchmassen haben sich Erde, Steine und verwesende Vegetabilien angesammelt, und hier finden sich Knochen von *Notornis Hochstetteri, Fulica prisca, Aptornis, Apteryx, Anas Finschii, Cnemiornis, Harpagornis, Carpophaga* und *Ocydromus.* Aber nicht nur hier, sondern auch in den Spalten, die sich oben auf dem Kalksteinplateau finden, und deren Vorkommen den Schlüssel für die Entstehung der anderen Lagerstätte bildet. Die Vögel sind offenbar in die Spalten hineingeraten, als in dieser Gegend noch dichte Vegetation existierte. Allmählich wurden die Spalten mit Verwitterungsprodukten und Vogelresten angefüllt und diese Massen wurden beim Niederbrechen von Teilen der Felswand am Fuß derselben ausgeschüttet.

Otto Wilckens.

Reptilien.

Ch. W. Gilmore: Notes on some recent additions to the exhibition series of vertebrate fossils. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **30**. 1906. 607—611. Taf. 30—35.)

Es wurden sehr kurze Beschreibungen und photographische Abbildungen von *Rhamphorhynchus Gemmingi* (mit Flughaut), Schädel von *Triceratops calicornis*, *Diceratops Hatcheri* und Skelett von *Mastodon americanus* gegeben. **Huene.**

Ch. W. Gilmore: The mounted skeleton of *Triceratops prorsus*. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **29**. 1905. 433—435. Taf. 1. u. 2.)

Verf. gibt beinahe ohne Beschreibung die Reproduktion eines von ihm im National-Museum in Washington aufgestellten und teilweise restaurierten Skeletts von *Triceratops*. Die präsakrale Wirbelsäule hat 6 Wirbel weniger als Marsh ihr zuschrieb. Das Skelett ist so aufgestellt, daß die Vorderbeine mäßig geknickt sind; Ref. denkt sich das ganze Tier in einer mehr kriechenden Haltung mit stark geknickten Extremitäten. **Huene.**

J. Frosch: Die fossile Fauna des Bayreuther Muschelkalkes. (Vortrag gehalten bei der II. Generalversamml. des Bayrischen Lehrervereins f. Naturk. am 2. Aug. 1905 in Bayreuth. Nürnberg 1906. 24 p. 24 Fig.)

Die Fauna des Bayreuther Muschelkalks wird kurz vorgeführt, insbesondere auch die Reptilien. **Huene.**

R. Broom: On the Remains of *Erythrosuchus africanus* Broom. (Ann. of the S. African Museum. **5**. 1906. 187—196. Taf. 4.)

Es werden Wirbel, Schultergürtel, Vorderextremität und Becken eines an *Belodon* erinnernden Phytosauriers aus den oberen Beaufortschichten der Umgebung von Aliwal North beschrieben. Ref. möchte jedoch darauf aufmerksam machen, daß *Erythrosuchus* sich von den echten Phytosauriern unterscheidet durch das Foramen im Coracoid (statt Incisura), durch die Dicke und die Größe des Processus am Humerus, sowie die ganze plumpe Gestalt des Humerus, durch den Mangel des Olecranon an der Ulna und durch die relativ starke Längsstreckung des Pubis. *Erythrosuchus* dürfte bei genauerer Kenntnis doch vielleicht einer anderen Reptilordnung zuzuweisen sein. **Huene.**

B. Brown: The osteology of *Champsosaurus* Cope. (Mem. Amer. Mus. Nat. Hist. **9**. 1. 1905. 1—26. Taf. 1—5.)

Im Sommer 1902 hat Verf. drei Skelette von *Champsosaurus* in der Laramie-Formation von Montana gefunden. Es sind 3 Exemplare, die drei neue Arten repräsentieren. Ein erwachsenes und ein junges Exemplar werden *Ch. laramiensis* und das zweite erwachsene unvollständigere Skelett wird *Ch. ambulator* genannt. Das Skelett des jungen *Ch. laramiensis* wurde vollständig im Zusammenhang gefunden. In der Abhandlung wird zuerst die Ordnung Choristodera, dann die beiden sie konstituierenden Genera *Champsosaurus* und *Simaedosaurus* behandelt. Dann folgt die Beschreibung des neuen Materials. Verf. hält die Choristodera für eine wohlbegründete Gruppe halbaquatischer rhynchocephaloider Reptilien. *Champsosaurus* kann mit seinem langschnauzigen Schädel kein direkter Vorfahre der kurzschnauzigen eigentlichen Rhynchocephalen sein. *Champsosaurus* besitzt auch keine Notochorda. Das Pterygoid weist besondere Spezialisation auf. Der Atlas zeigt sehr primitive Verhältnisse durch den stets freien Odontoidfortsatz. **Huene.**

J. B. Hatcher: Two new Ceratopsia from the Laramie of Converse County, Wyoming. Edited by R. S. Lull. (Amer. Journ. Sc. **20**. 1905. 413—422. Taf. 12—14.)

Es wurden beschrieben und abgebildet die Schädel der beiden neuen Arten *Triceratops brevicornis* Hatcher und *Diceratops Hatcheri* Lull. Das Genus *Diceratops* ist von Lull neu errichtet. **Huene.**

K. Wanderer: *Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem K. Mineralogisch-Geologischen Museum zu Dresden. (Palaeontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit. 1908. **55**. 195—216. Taf. 21.)

Verf. beschreibt ein schon seit dem Jahre 1873 in der Dresdener Sammlung befindliches, mit Resten der Flughaut versehenes, leidlich vollständiges Skelett eines *Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. Meyer aus dem lithographischen Schiefer Bayerns, dessen schon v. Zittel („Über Flugsaurier". Palaeontographica. **29**. 1882) zur Vergleichung der Maßverhältnisse der Flughaut Erwähnung tut.

Der, wenigstens im Umrisse, gut erhaltene Schädel mit Unterkiefer, der in der Augenhöhle noch Reste des Sklerotikalringes zeigt, weist über dem Kopfe zwischen der Präorbital- und Schläfenöffnung, sowie unterhalb des Unterkiefers gegen die Halswirbel hin, im umgebenden festen Gesteine, Partien auf, welche sich leicht abspalten lassen, divergierende unregelmäßige Streifung zeigen und an der Oberfläche von äußerst feinen, nadelartigen Grübchen, welche dicht, aber systemlos liegen, bedeckt sind. In-

folge der Gleichmäßigkeit in Streifung und Punktierung glaubt Verf. auf Hautreste schließen zu dürfen, die dann als kammähnliche resp. unter dem Unterkiefer als kehlsackähnliche Bildungen aufzufassen wären. Von den Halswirbeln sind nur fünf erhalten, welche keine Halsrippen aufweisen; die übrige Wirbelsäule bis auf einen Teil des Schwanzes fehlt fast ganz. Bei den, den Schwanzabschnitt umgebenden, verknöcherten Sehnenfäden ist eine Anschwellung hinter den Wirbelenden nicht zu beobachten, dagegen haben die Schwanzwirbel, vom dritten ab, unregelmäßige Rillen auf der Oberfläche, die offenbar von den Ansatzstellen der verknöcherten Sehnen herrühren. Die Vorderextremitäten zeigen, soweit sie erhalten sind, keine Abweichungen von den früher beschriebenen Skeletten. Der Radius überragt die Ulna und hat eine an die Vogelanatomie erinnernde Gelenkung mit der Elle, die aber etwas hinter dem Epiphysenende liegt. Reste der Flughaut finden sich nur stellenweise am rechten Flügel, und zwar in zwei verschiedenen Erhaltungsweisen, nämlich als unmittelbarer Abdruck der Membran auf dem Gesteine und an einer anderen Stelle als unregelmäßig gewellte Oberfläche den Verlauf der, unter einer dünnen Gesteinsschicht liegenden, Falten der Flughaut verratend. Vom Beckengürtel sind nur dürftige Reste erhalten; die teilweise vorhandenen Knochen der schwachen Hinterextremitäten verhalten sich nicht abweichend von früheren Funden.

Im zweiten Abschnitte werden die Beziehungen zu anderen Funden erläutert, namentlich zu den übrigen 20 bisher beschriebenen, zum größten Teile allerdings nicht vollständig erhaltenen *Rhamphorhynchus*-Resten. Das vorliegende Exemplar gehört zu den kleineren Formen von *Rh. Gemmingi* v. Meyer. Ein Sklerotikalring ist hier zum ersten Male bei einer kleineren Form beobachtet. Verf. ist der Ansicht, daß der Sklerotikalring von großen und kleinen Formen dieser Art sich nicht durch Breitenwachstum der Plättchen, sondern durch Einschalten neuer Elemente erweitert. Der Unterkiefer des Tieres weist seine größte Höhe im hinteren Drittel auf, die ausschließlich großen Formen im distalen Drittel, eine Erscheinung, welche auch bei *Rh. phyllurus* Marsh beobachtet wird. Ein konstanter Unterschied hierin darf wohl zwischen dem großen *Gemmingi*- und dem kleinen *Münsteri*-Typus angenommen werden, aber dies muß kein Artunterschied sein, sondern kann ebensogut in Alters-, vielleicht auch in Sexualdifferenzen seine Begründung finden. Scapula und Coracoid kommen sowohl bei großen als bei kleinen Formen getrennt oder durch Ankylose verbunden vor, so daß dieses Verhalten als Artunterschied nicht dienen kann. Der Breite des Patagiums darf keine zu große, vor allem keine systematische Bedeutung beigelegt werden; die Flughautbreite steht bei den zum Vergleiche herangezogenen Skeletten in umgekehrter Proportion zur Tiergröße und der Gesamtlänge des Flugfingers, und Verf. glaubt sich zu der Annahme berechtigt, daß das Wachstum der Flughaut mit der Streckung der Finger nicht Schritt hielt, so daß die Länge der Membran sich auf Kosten der Breite ergänzen mußte. Die Längenverhältnisse der 21 bekannten Exemplare von Rhamphorhynchen sind in einer Tabelle zu-

sammengestellt. Es wird für richtiger gehalten, den Artbegriff des *Rh. Gemmingi* H. v. M. in dem von H. v. Meyer angewandten Sinne aufrecht zu erhalten, da sich die von v. Zittel als Unterschiede zwischen *Gemmingi* und *Münsteri* Goldf. angegebenen Abweichungen, welche sich auf Größendifferenzen, auf Verhalten von Scapula und Coracoid (bei den einen Formen sollten die beiden Knochen getrennt, bei den anderen verschmolzen sein), ferner auf die Flughautbreite beziehen sollten, als z. T. gar nicht auf die eine Art beschränkt, z. T. als nicht zur Systematik verwertbar erwiesen haben. **F. Plieninger.**

Cephalopoden.

P. Kessler: *Lytoceras taeniatum* Pomp. und *L. Wrighti* Buckm. (Mitteil. geol. Landesanst. f. Elsaß-Lothringen. **6**. Heft 2. 1908. 271.)

Enthält die Beschreibung und Abbildung eines großen *Lytoceras* aus den Schichten mit *Trigonia navis* von Minversheim im Unter-Elsaß. Da Lytoceraten von der Größe der abgebildeten Form bisher in den tonigen *Opalinus*-Schichten des Elsaß unbekannt waren, während sie in der Eisensteinformation von Lothringen häufig sind, so ist dieses Vorkommen bemerkenswert. Verf. bestimmt die beschriebene Form als *Lytoceras Wrighti* Buckman und identifiziert damit *L. taeniatum* Pomp. **V. Uhlig.**

Echinodermen.

F. A. Bather: The discovery in west Cornwall of a silurian crinoid characteristic of Bohemia. (Transact. of the Royal Geol. Soc. of Cornwall. **13**. Part III. 191—197. 1907.)

Verf. bespricht kurz die Auffindung der bisher für das böhmische Silur charakteristischen Lobolithen (anscheinend Wurzeln von *Scyphocrinus*) im Silur von Cornwall. **Schöndorf.**

Fr. Schöndorf: *Aspidosoma Schmidti* n. sp. Der erste Seestern aus den Siegener Schichten. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1908. **29**. II. Heft 3. Berlin 1908. 698—708. Taf. 19.)

Ein kleiner Seestern, *Aspidosoma Schmidti* n. sp., hat sich in mehreren Exemplaren in den zur jüngeren Gruppe der Siegener Schichten gehörigen Herdorfer Schichten bei Oberdielfen bei Siegen gefunden. Außer einer ausführlichen Beschreibung und Abbildung dieser Spezies enthält die Arbeit eine neue Charakterisierung und Zusammenstellung aller bisher bekannten Arten: *A. Arnoldi* Goldf., *A. Tischbeinianum* Roem., *A. petaloides* Simonov, *A. petaloides* var. *goslariensis* Halfar., *A. Schmidti* n. sp. **Schöndorf.**

Protozoen.

F. Chapman: On Dimorphism in the Recent Foraminifer, *Alveolina boscii* Defr. sp. (Journ. R. Micr. Soc. 1908. 151—153. Pl. II. III.)

Den bei vielen Foraminiferen beobachteten eigenartigen Dimorphismus konnte Verf. nun auch bei *Alveolina boscii* vom Großen Barrier Riff nachweisen, wo diese Form mit *Orbitolites complanata*, *Polystomella craticulata* und *Polytrema miniaceum* vorkommt.

In Form A ist die Zentralkammer oder Megalosphäre ei- oder nierenförmig und besitzt bei dem abgebildeten Exemplare einen Durchmesser von 250 μ. Die folgende Kammer ist nahezu sphärisch im optischen Schnitte und daran schließt sich eine Serie von flachen, axial verlängerten Kammern, welche in zahlreiche Kämmerchen untergeteilt sind. Diese sind zuerst in einer Reihe angeordnet, dann in 2 oder 3 Reihen mit Zwischenschaltungen. Diese Verhältnisse kommen auch in der im allgemeinen siebartigen Mündung zum Ausdruck und veranlaßten bekanntlich H. Douvillé 1906 zur Abgrenzung dieser Form als *Alveolinella*, worauf jedoch Verf. nicht Bezug nimmt.

Bei Form B besitzt die Zentralkammer oder Mikrosphäre einen Durchmesser von etwa 33 μ. Die nächsten 2 Kammern sind kurz und flach, die 3 weiteren breiter, und all diese einfach und nach dem Typus der triloculinen Milioliden und nicht von *Peneroplis* gebaut. Dann erst folgen die typischen Alveolinen-, bezw. Alveolinellenkammern wie bei Form A, nur daß bei dieser die Umgänge weniger lang, die einzelnen Kämmerchen also mehr in der zur Längsachse senkrechten Richtung gestreckt sind. Dadurch resultiert bei Form A eine plumpere, bei Form B eine gestrecktere Gestalt, deren Längenausmaße 7,5 und 18,25 mm betragen.

Wie auch sonst meistens bei den Foraminiferen ist auch bei der in Rede stehenden Art die megalosphärische, also wahrscheinlich die asexuelle Form häufiger als die mikrosphärische. Doch könnte diese anscheinende Seltenheit der letzteren möglicherweise z. T. dadurch veranlaßt sein, daß den stark verlängerten, fragmentarisch gefundenen mikrosphärischen Objekten weniger Aufmerksamkeit zuteil wurde als den weniger leicht zerbrechlichen megalosphärischen. **R. J. Schubert.**

H. Douvillé: Les couches à Lépidocyclines dans l'Aquitaine et la Vénétie. (Bull. soc. geol. Fr. (4.) 7. 1907. 466—476.)

Verf. besuchte in Begleitung seines Sohnes das oberitalische Tertiär und vergleicht nun dessen Lepidocyclinenschichten mit denen Südwestfrankreichs. In diesen beiden Gebieten sei das Stampien durch das Zusammenvorkommen von Nummuliten (aus der Gruppe des *intermedius* und *vascus*) mit großen Lepidocyclinen (aus der Gruppe der *dilatata*) ge-

kennzeichnet, das Aquitanien durch das Verschwinden der Nummuliten und die reiche Entwicklung der Lepidocyclinen.

In beiden Gebieten ist in den gefalteten Teilen zwischen Stampien und Aquitanien eine Diskordanz, in den ungefalteten Teilen ein allmählicher Übergang wahrnehmbar.

Zum Schlusse überblickt Verf. auch die Vorkommen von Lepidocyclinen in Amerika und findet, daß diese Foraminiferengruppe in Amerika früher erschienen sei als in Europa, glaubt jedoch, daß es infolge der Verschiedenheit der Embryonalkammer wenig wahrscheinlich sei, daß die amerikanischen Formen nach Europa eingewandert seien.

In Indien, Madagaskar und Borneo dagegen sei die Verbreitung der Orbitoiden genau dieselbe wie in Europa. **R. J. Schubert.**

R. Douvillé: Lépidocyclines du Sausset (B. du Rhône). (Bull. soc. geol. Fr. 7. (4.) 254. 1907.)

Mitteilung, daß von Cottreau bei Grand Vallat (in der Nähe von Sausset) Lepidocyclinen gefunden wurden, und zwar sowohl mikrosphärische *(Lepidocyclina marginata)*, als auch megasphärische *(L. submarginata)*. Sie kommen in Schichten vor, welche nach den übrigen Fossilien als dem Helvétien angehörig erkannt wurden. Dieser Umstand veranlaßte übrigens den Verf. später, einen Teil dieser Formen als helvetische Mutation der Burdigalienart *L. marginata* aufzufassen und als *L. Cottreaui* zu beschreiben. **R. J. Schubert.**

T. Popescu-Voitesti: Abnormale Erscheinungen bei Nummuliten. (Beitr. Pal. Öst.-Ung. Wien 1908. 211—214. 6 Textfig.)

1. Eine Zwillingserscheinung bei *Nummulites (Hantkenia) Tchihatcheffi* d'Arch. Als solche bezeichnet Verf. ein aus Rumänien stammendes Exemplar von der angegebenen Art, welches zwei Anfangskammern besitzt, also eine bei makrosphären Nummuliten gar nicht so seltene Erscheinung, und welche Verf. als Konjugationserscheinung auffassen zu dürfen glaubt.

2. Ein interessanter Fall abnormer Entwicklung bei *Nummulites (Hantkenia) complanata* Lam., und zwar eine der bei dieser Art nicht seltenen partiellen Verdoppelungen wird in Fig. 2—6 abgebildet. Über die Ursache lasse sich nicht viel sagen, allenfalls eine pathologische Ursache annehmen oder vermuten, daß diese Erscheinung vielleicht darauf zurückführbar sei, daß eine im Inneren der Kammer zurückgebliebene Spore sich im Verein mit dem mütterlichen Nummulitengehäuse entwickelte, was indes wenig wahrscheinlich ist.

Befremdlich scheint es, warum als Untergattungsbezeichnung konstant der von Prever selbst 1903 in *Paronaea* umgewandelte Name *Hantkenia* gebraucht wird. **R. J. Schubert.**

Maria Ravagli: Calcari nummulitici des dintorni di Firenze. (Rend. Acc. Linc. **17**. 125—129. 1908. Roma.)

Im Macigno von S. Andrea a Sveglia im Becken von Florenz wurden schon vor Jahren Nummuliten gefunden, welche denselben als eocän kennzeichneten. Doch ist derselbe nicht untereocän (oder Suessonien), da *Nummulites planulata-elegans* fehlt, sondern mitteleocän, da die dortselbst gefundenen Nummuliten im Lutétien und Bartonien vorkommen.

Andere Stufen sind in den Kalken der Umgebung von Florenz vertreten.

Das Lutétien von S. Andrea ist gekennzeichnet durch *N. lucasana (lenticularis), Tchihatcheffi, venosa, sub-Beaumonti, discorbina* und *subdiscorbina*.

Das Bartonien ist durch Kalke vertreten bei Ronco, Madonna del Sasso, Mosciano, Massetto, Massettino, S. Donato, Rosano, und enthält nebst Orbitoiden und Bryozoen auch mehrere Nummuliten, darunter *N. variolaria*.

Dem Ludien oder Priabonien gehören Nummulitenkalke von Poggio an, mit *N. vasca, Boucheri, Tournoueri, bericensis, budensis*.

R. J. Schubert.

E. Schellwien †: Monographie der Fusulinen. Teil I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes. (Palaeontographica. **55**. 1908. 145—194. XIII—XX.)

Die Fertigstellung dieser Monographie, an welcher Schellwien durch seinen allzufrühen Tod verhindert wurde, übernahm H. v. Staff, von welchem auch der einleitende stratigraphische Abschnitt dieses ersten Teiles stammt, während der spezielle Teil der russisch-arktischen Fusulinen bei Schellwien's Tode in nahezu druckfertigem Zustande vorlag.

Die im speziellen Teile besprochenen Fusulinen stammen hauptsächlich aus dem Moskauer Carbongebiete (Mjatschkowo, Nord-Dwina, Oka-Kljasmabassin), dem Uralgebiete (Ufaplateau und Timangebirge) und Donetzrevier, auch vom Wolgaknie bei Samara, Spitzbergen und der Bäreninsel.

Bezüglich der Merkmale wird darauf hingewiesen, daß einige derselben in einer gewissen Beziehung zueinander stehen: So dienen zur Verfestigung des Gehäuses engere Aufrollung, starke Fältelung der Septen und Verstärkung der Wände, ohne daß in der Regel die Ausbildung aller drei Schutzmaßregeln bei einer Form nötig ist. Anderseits ist die Septalfaltung in der Mitte meist schwächer als an den Enden, so daß sie nicht stets als artentrennendes Merkmal gelten kann. Zwei sich kompensierende Unterschiede, wie z. B. geringe „Porosität" einer Wand bei viel geringerer Wanddicke, sind meist von geringerer systematischer Bedeutung innerhalb einer Gruppe, während zwei gleichwirkende oft sehr wichtige Unterscheidungsmerkmale geben können, wie z. B. noch schwächere Fältelung im Verein mit schwachen Wänden.

Zur Übersicht über die russisch-arktischen Fusulinen wird von H. v. Staff folgender Schlüssel gegeben:

A. Wände nur wenig stärker als die Septen:
  1. weit aufgerollt:
    a) langgestreckte Form: *Fusulina longissima*,
    b) geblähte Form: *F. uralica*;
  2. eng aufgerollt:
    a) geringe Größe: *F. minima*,
    b) bedeutende Größe: *F. Verneuili*.

B. Wände bedeutend stärker als die Septen:
  1. wenig gefältelt: *F. simplex*;
  2. stark gefältelt:
    a) schlanke Form: *F. alpina*,
    b) geblähte Form: *F. vulgaris*.

Der beschreibende Teil (aus der Feder Schellwien's) umfaßt folgende Gruppen:

I. Gruppe der *Fusulina longissima* V. v. Möll.

Äußere Wandungen wenig stark, Septen diesen Wandungen an Breite kaum nachstehend. Die Faltung der Septen ist in der Hauptsache auf den unteren Teil des Septums beschränkt, bei den geologisch älteren Formen noch weniger regelmäßig als bei den jüngeren durch gleichmäßige Faltung ausgezeichneten Formen.

Hierher gehören: *F. cylindrica* Waldh. aus dem mittleren und *F. longissima* Möll. aus dem oberen und Permocarbon.

II. Gruppe der *Fusulina minima* n. n.

Schließt sich eng an die *F. cylindrica* an, so daß man an der Selbständigkeit dieser Gruppe zweifeln kann. Die älteren Arten besitzen dünne Außenwände und den Wandungen an Stärke gleichkommende Septen, sind aber noch extremer ausgebildet und durch engere Aufrollung und sehr geringe Größenverhältnisse von der Gruppe der *F. longissima* unterschieden. Dies ist auch bei den geologisch jüngeren Arten z. T. der Fall, während andere eine stattliche Größe erreichen und in den später gebildeten Umgängen eine erhebliche Dicke der Außenwandung und Septen erreichen.

Hierher gehören: die zweifelhafte *F. Bocki* M. aus dem mittleren, *F. minima* n. sp. und *F. Tschernyschewi* n. sp. aus dem mittleren und oberen Carbon.

III. Gruppe der *Fusulina alpina* Schellw.

Gestalt schlank und Septen fast in ganzer Höhe sehr unregelmäßig gefältelt, nach den Enden zu sogar zu einem unentwirrbaren Netzwerk entwickelt. Außerdem besitzt die Mehrzahl der Formen dieser Gruppe: unregelmäßige Gestalt, geringe Stärke der Septen im Verhältnis zu den Außenwandungen und meist auch weite Aufrollung.

Hierher gehören: *F. alpina* var. *vetusta* n. aus dem mittleren Carbon, *F. alpina* var. *rossica* n. und *F. arctica* n. sp. aus dem oberen Carbon.

IV. Gruppe der *Fusulina Verneuili* Möll.

Große Fusulinen mit mehr oder weniger dünnen Wandungen und stark gefalteten Septen, Aufrollung eng. Die Form ist teilweise durchwegs, stets aber in den späteren Umgängen sehr in die Länge gezogen.

Hierher gehören: *F. Verneuili* M. (Ober- und Permocarbon), *F. Verneuili* var. *solida* n. (Obercarbon), *F. Lutugini* n. sp. (Ober- und Permocarbon) und *F. subtilis* n. sp. (Obercarbon).

V. Gruppe der *Fusulina simplex* n. sp.

Spindelförmige Fusulinen mit oft sehr dünnen Septen und Wandungen von (mit Ausnahme bei *F. obsoleta*) meist erheblicher Stärke. Bezeichnend ist die Fältelung, die namentlich in der Umgebung der Mundspalte ganz fehlt. Diese Gruppe scheint den ersten von *Endothyra* abgeleiteten Formen noch recht nahe zu stehen, ähnelt auch den Fusulinellen.

Hierher gehören: *Fusulina simplex* n. sp. (Mittel- und Obercarbon), *F. prisca* M. und *F. prisca* var. *parvula* n. aus dem Obercarbon, *F. prisca* var. *artiensis* n. (Permocarbon), *F. montipara* M. und *?F. obsoleta* n. sp. aus dem Obercarbon.

VI. Gruppe der *Fusulina vulgaris* n. sp.

Spindelförmige, in der Mitte oft sehr stark geblähte Fusulinen mit kleiner und wenig deutlicher Mundspalte. Die Septen sind merklich schwächer als die meist recht starken Wandungen. Fältelung der Septen daher sehr stark und selbst in der Nähe der Mundspalte unregelmäßig, meist in der ganzen Höhe der Septen vorhanden. Die Einrollung ist fast stets eng, doch nimmt die Umganghöhe in den späteren Windungen teilweise stärker zu.

Hierher gehören: *F. Moelleri* n. sp. Typus, var. *aequalis* n. und var. *implicata* n. aus dem obersten Obercarbon, *F. Krotowi* n. sp. aus dem Ober- und Permocarbon und *F. Anderssoni* n. sp. aus dem obersten Obercarbon Rußlands. **R. J. Schubert.**

A. Silvestri: Ppilippe de la Harpe nella questione delle Lepidocicline. (Atti Pont. Acc. Rom. N. Lincei. **61**. 1908. 171—179.)

In der in den letzten Jahren oft erörterten Frage über das eocäne Alter der Lepidocyclinen steht Verf. auf dem Standpunkt, daß die Behauptung, es gäbe eocäne Lepidocyclinen, alles andere als eine Absurdität sei, daß man jedoch dafür bisher weder in Sizilien, noch in Apulien oder in anderen Gebieten einen sicheren Beweis gefunden habe.

Um das Vorkommen cretaceischer Orbitoiden, welche Lepidocyclinen ähnlich sehen, in eocänen Ablagerungen oder eocänen Formen in jüngeren Schichten zu erklären, zitiert er eine Beobachtung de la Harpe's von 1881 (bezw. Hantken's), daß in Ungarn eocäne Nummuliten *(Nummulites Tchichatcheffi, complanata, perforata, lucasana, striata)* sowohl in den sandig-mergeligen Äquivalenten der Häringer Schichten, als auch im Kleinzeller Tegel, ja auch im Löß vorkommen. Der Umstand, daß in diesen Fällen die Infiltrierungsmasse der Nummuliten von der Gesteinsmasse der jüngeren

Schichten wesentlich abweicht und mit derjenigen der primären (eocänen) Nummulitengesteine übereinstimmt, ließ frühzeitig Irrtümer in der stratigraphischen Wertung der betreffenden Foraminiferen vermeiden, während an anderen Orten wie in Apulien die gleichen Fossilisationsbedingungen vom Dordonien bis zum Aquitanien herrschten und sich die Umschwemmungen der Fossilien infolgedessen nicht so leicht nachweisen lassen.

Zum Schluß wird in einer Fußnote das Vorkommen von mitteleocänen Kalken mit trematophoren Milioliden und Alveolinen im Gebiet von Otranto kurz besprochen und diesbezüglich eine ausführliche Arbeit in Aussicht gestellt. **R. J. Schubert.**

A. Silvestri: Miliolidi trematoforate nell' Eocene della Terra d'Otranto. (Riv. ital. Pal. Perugia 1908. 117—148. IX.)

Das Material zu dieser Arbeit wurde von C. de Giorgi gesammelt und stammt aus der Gegend von Otranto, und zwar zwischen der Punta della Palascia im Südosten der Stadt und dem Torre di S. Emiliano. Es ist ein hellbrauner fester Kalk mit zahlreichen Foraminiferen, die sich jedoch nicht isolieren ließen, sondern lediglich in Schliffen studiert werden konnten. Unter den Foraminiferen sind es besonders zwei trematophore Milioliden: *Pentellina Chalmasi* Schl. und *P. strigilata* Schl., welche er als besonders interessant hervorhebt und beschreibt, ferner *Spiroloculina angulosa* d'Orb., *Orbitolites complanata* L., *Alveolina ovoidea* d'Orb., *A. Schwageri* Checchia-Risp., *A. di-Stefanoi* Checchia-Risp., *Valvulina bulloides* d'Orb.? und *globularis* d'Orb. sowie *Orthophragmina d'Archiaci?* Schl.

In Berücksichtigung all dieser Fossilien kommt Verf. zum Ergebnis, daß diese Foraminiferenkalke dem Lutétien angehören, und zwar wahrscheinlich dem unteren Lutétien. Diese letzte Vermutung spricht er nur mit Reserve aus, da er nicht glaubt, bloß auf Foraminiferen hin das Alter von Gesteinen bis auf Unterstufen bestimmen zu können.

In dieser Bestimmung des mitteleocänen Alters liegt eine Bestätigung der von Giorgi, Seguenza und Di Stefano aus jener Gegend beschriebenen Eocänvorkommnisse, die bekanntlich in neuerer Zeit von Dainelli angezweifelt worden waren. Verf. glaubt jedoch in der von Di Stefano als dem Lutétien angehörig mitgeteilten Fauna nicht lediglich lutetische Formen zu finden, sondern eine Vertretung ganz verschiedener Altersstufen, und zwar: Dordonien (mit *Orbitoides, Omphalocyclus*), Lutétien (mit *Alveolina, Orbitolites, Assilina, Nummulites, Orthophragmina*), Bartonien *(Nummulites, Orthophragmina)*, Sannoissien *(Lepidocyclina, Nummulites)* und vielleicht sogar auch Rupélien und Aquitanien mit Lepidocyclinen.

R. J. Schubert.

H. v. Staff: Zur Entwicklung der Fusuliniden. (Centralbl. f. Min. etc. 1908. 691—703.)

Die Untersuchung eines sehr reichen Dünnschliffmaterials brachte den Verf. zu einer Reihe neuer Gesichtspunkte über die Entwicklung der Fusuliniden. Die Umbildung der Fusulinen aus den als freischwimmend gedachten Endothyren und Fusulinellen sei vornehmlich durch geänderte Lebensweise, und zwar durch freies Kriechen am Meeresgrunde entstanden. Im Zusammenhange damit sei dann nicht mehr Leichtigkeit, sondern die Festigung der Schale angestrebt worden. Das vermehrte Atmungs- und Stoffwechselbedürfnis habe das Problem der Kommunikationsöffnungen auf mannigfache Art gelöst.

Infolge der wiederholten Schwankungen der Grenzen von Land und Wasser im Obercarbon seien rasch neue Varietäten und Arten entstanden.

Aus gebläht spindelförmigen benthonischen Formen entwickelten sich die pelagischen kugeligen Schwagerinen. Andere physikalische Bedingungen erforderten jedoch verfestigte Gehäuse, die sie in *Dolichina, Neoschwagerina* und *Sumatrina* erreicht wurden.

Das rasche Aufblühen und Verschwinden der Fusuliniden am Ende des Paläozoicums veranlaßt den Verf. zu einem Vergleich derselben mit den Nummuliniden des Tertiärs. Er glaubt die stammesgeschichtliche Entwicklung der Riesenformen hoch differenzierter, kalkschaliger Foraminiferen vor allem mit der Zufuhr großer Mengen kohlensauren Kalkes in tropische Meere in Zusammenhang bringen zu können. Als Ursache des Verfalles derselben denkt er sich einerseits einschneidende klimatische Veränderungen, anderseits auch die Widerstandskraft und Anpassungsfähigkeit lähmende Tendenzen wie das Streben nach nautiloider Einrollung, wodurch bei größeren Individuen naturgemäß Atmung und Stoffwechsel behindert gewesen sein mußten, besonders da die weitere Größenzunahme immer niedrigere Umgänge aus Festigkeitsgründen verlangte. Sicherlich seien auch noch andere Ursachen vorhanden gewesen, wie z. B. das Vorhandensein derjenigen Tiere, welchen die großen Foraminiferen als Nahrung dienen konnten.

Im Anschluß daran befaßt sich Verf. auch mit der Frage der permischen Eiszeit und kommt zum Ergebnisse, daß sich die Verteilung der Fusulinenfundorte auf der Erde nach Lage und Alter ebenso der Annahme einer Polverlagerung als einer allgemeinen Eiszeit widersetze.

R. J. Schubert.

Ernst W. Vredenburg: Note on the Distribution of the Genera *Orthophragmina* and *Lepidocyclina* in the Nummulitic Series of the Indian Empire. (Rec. geol. Surv India. Calcutta. **35**. 1907. 62—67.)

Im Anschluß an seine Untersuchungen über die stratigraphische Verbreitung der Nummuliten in Indien untersuchte Verf. die Verbreitung der tertiären Orbitoiden. Orthophragminen sind in den in Betracht kommen-

den Teilen des indischen Reiches (Baluchistan, Sind, Arakan-Yoma und Andamanen) lediglich aus eocänen Schichten (besonders aus der Laki- und Khirtargruppe) bekannt.

Lepidocyclinen dagegen kommen dort nie mit Orthophragminen vergesellschaftet vor, sondern in den durch eine Lücke von den eocänen Schichten getrennten Oligocänbildungen. Diese IV., Pegu oder Mekran genannte Gruppe wird gegliedert in Nari, Gaj und Hinglaj. Unter-Nari enthält noch *Nummulites intermedius* und *vascus* und wird als Stampien bezeichnet, Ober-Nari und Gaj als Aquitanien, Hinglaj als Burdigalien. In den Nari-, Gaj- und lokal an der Basis der Hinglajschichten nun kommen Lepidocyclinen vor, nie mehr jedoch Orthophragminen.

Unter den Lepidocyclinen sind *Lepidocyclina Mantelli* und *Raulini* unbekannt, alle zusammen mit *Nummulites intermedius* gefundenen Lepidocyclinen gehören der Gruppe der *Lepidocyclina dilatata* an, welche im unteren und oberen Nari vorkommt. Die Gajschichten dagegen scheinen ausschließlich Formen aus der Gruppe der *L. marginata* zu enthalten.

Miogypsinen wurden in Indien bisher noch nicht gefunden.

R. J. Schubert.

E. W. Vredenburg: Otoliths from the Miocene of Burma, erroneously described as a new Genus *Twingonia* Pascoe. (Rec. geol. Surv. India. Calcutta. 1908. **36**. Corrigendum.)

In diesem Bande wurde von E. H. Pascoe p. 138, 139, Pl. 18, ein Fossil als eine neue Foraminiferengattung *Twingonia* beschrieben und abgebildet, die von Mr. Gupta als Otolith erkannt wurde, der einige Ähnlichkeiten mit Koken's *O. umbonatus* aufweist. R. J. Schubert.

E. W. Vredenburg: *Nummulites Vredenburgi* Prever, nom. mut. (Rec. geol. Surv. India. Calcutta. **36**. 1908. p. 239.)

Mitteilung, daß der vom Verf. 1906 als *Nummulites Douvillei* beschriebene Nummulit von Kachh, da dieser Speziesname bereits früher von Prever verwendet worden war, von P. L. Prever in *N. Vredenburgi* umgeändert wurde. R. J. Schubert.

E. W. Vredenburg: The Cretaceous Orbitoides of India. (Rec. geol. Surv. India. Calcutta. 1908. **36**. 171—213. Pl. 25—29.)

Verschiedene, im nordwestlichen und südlichen Indien, sowie in Tibet gefundene Orbitoiden veranlaßten den Verf. zu einer zusammenfassenden Darstellung derselben. Die bisher untersuchten Fundpunkte liegen in den Mari Hills (Des Valley und Mazar Drick) von Baluchistan, in der Provinz Jhalawan (Kalat), im westlichen Persien, in der Suleimankette, in der Lakikette (Sind), Tibet und bei Pondicherri und Trichinopoli.

Nach einer eingehenden Darstellung der geologischen Verhältnisse an jenen Lokalitäten wird eine Zonengliederung der Orbitoiden versucht,

die jedoch nicht nur auf tatsächlicher Beobachtung, sondern auf Kombination beruht.

Vornehmlich werden drei Foraminiferenzonen unterschieden:

Untere Zone: charakterisiert durch *Orbitoides media.*
Mittlere Zone: „ „ *O. Hollandi* und *socialis*
Obere Zone: „ „ *O.* cf. *minor.*

Die beiden unteren Orbitoidenzonen entsprechen ungefähr den unteren und oberen Abschnitten der *Hemipneustes*-Schichten und daher auch den Valudayur- und *Trigonoarca*-Stufen der Ariyalurschichten, obgleich diese bisher noch nicht Orbitoiden lieferten.

Die dritte Orbitoidenzone entspricht wahrscheinlich den höchsten ammonitenführenden Schichten und der Basis der *Cardita Beaumonti*-Schichten.

In den Post-Aryalurschichten von Pondicherri kommen einige Orbitoiden vor, die vielleicht einer vierten Orbitoidenzone angehören. Für diese bereits von Kossmat untersuchte Art, deren Durchmesser weniger als 2 mm beträgt, wird der Name *Orbitoides minima* vorgeschlagen, ohne daß mangels genügenden Materiales eine genaue Diagnose gegeben werden konnte.

In Tibet scheint *O. media* höher hinaufzureichen als in Baluchistan, und ist in Schichten noch häufig, die wahrscheinlich der zweiten Zone des nordwestlichen Indiens entprechen.

O. apiculata von Sind konnte noch nicht mit Sicherheit in jenes Schema eingepaßt werden; die diese Form enthaltenden Schichten dürften jedoch der obersten Abteilung der *Hemipneustes*-Schichten angehören, also dem mittleren—oberen Maestrichtien.

Die in Rede stehenden Orbitoidenschichten gehören also, ähnlich wie in Europa, größtenteils dem Maestrichtien an, und zwar:

O. media dem obersten Campanien und untersten Maestrichtien (untere Abteilung der *Hemipneustes* beds),

O. socialis dem mittleren Maestrichtien (mittlere und obere Abteilung der *Hemipneustes* beds),

O. minor dem oberen Maestrichtien (jünger als die *Hemipneustes* und Ariyalur beds),

O. minima vielleicht dem Danien (Post Ariyalur beds).

Omphalocyclus macropora kommt in Baluchistan im ganzen Maestrichtien vor, während er in Tibet, wie auch größtenteils in Europa, auf die obere Abteilung dieser Stufe beschränkt zu sein scheint.

Wie aus dem Vorstehenden erhellt, ist der größere Teil der aus Indien bekannt gewordenen Arten identisch mit europäischen Arten, nur *Orbitoides Hollandi* und *O. minima* sind neu. Während die letzgenannte durch ihre winzige Größe leicht kenntlich ist, ist *O. Hollandi* der *O. media* verwandt, doch flach, in den mikrosphärischen Exemplaren sogar papierdünn (mit einem Durchmesser von 7—13 mm) und die älteren Mediankammern sind von auffallend breiter Form. **R. J. Schubert.**

F. Chapman: Recent foraminifera of Victoria: Some Littoral Gatherings. (Journ. Queckett Micr. Cl. 1907. London. 117—146. Pl. IX, X.)

Eine zusammenfassende Besprechung der Foraminiferen, welche an den Küsten von Port Philipp und von Victoria überhaupt gesammelt wurden, woselbst sie häufig sind. Es werden 103 Formen besprochen, darunter 1 neue Art *(Spirillina denticulogranulata)* und 3 neue Varietäten *(Clavulina parisiensis* var. *multicamerata, Lagena acuticosta* var. *ramulosa* und *Polystomella macella* var. *limbata).*

Die untersuchten Proben stammen von den Lokalitäten: Altona Bay, Shoreham, Mc Haffie's Reef, Philipp Island, Torquay, Point Nepean, Sorrento und Beaumaris. An letzterem Orte kommen auch aus tertiären Schichten der Küste eingeschwemmte Foraminiferen vor, die sich jedoch durch ihren Erhaltungszustand leicht von den jüngeren unterscheiden ließen.

R. J. Schubert.

Pflanzen.

H. D. Scott: The Present Position of Palaeozoic Botany.

E. A. N. Arber: Bibliography of Literature of Palaeozoic Fossil Plants, including some of the more important memoirs published between 1870—1905.

L. Laurent: Les Progrès de la paléobotanique angiospermique dans la dernière décade. (Progressus rei botanicae. Redigiert von Dr. J. P. Lotsy. 1. Jena 1907.)

R. Zeiller: Les Progrès de la paléobotanique de l'ère des Gymnospermes. (Ibid. 2. 1907.)

Die internationale Vereinigung der Botaniker hat es sich zur Aufgabe gestellt, in zusammenfassenden Arbeiten uns einen Überblick über den augenblicklichen Stand der Botanik als auch der Paläobotanik zu geben. Gerade die Paläobotanik ist seit dem Jahre 1900, dem Jahre des Erscheinens mehrerer paläobotanischer Lehrbücher mit Riesenschritten vorwärts gegangen, so daß eine Zusammenfassung der vielen neu entdeckten Tatsachen, welche in einer Unzahl von Einzelarbeiten niedergelegt sind, sehr zu begrüßen ist.

Auf 88 Seiten behandelt Scott unsere gegenwärtige Kenntnis der paläozoischen Flora, besonders eingehend die Filicales und Pteridospermae. Unterstützt werden die Ausführungen des Verf.'s durch eine große Zahl sehr guter schematischer Bilder. Auf den reichen, kritisch gehaltenen Inhalt dieser Arbeit hier näher einzugehen, würde zu weit führen.

In sehr übersichtlicher Weise ist die Bibliographie der Literatur paläozoischer Pflanzen von N. Arber zusammengestellt, getrennt nach den geologischen Perioden und innerhalb dieser Abteilungen nach botanischen Gesichtspunkten einerseits und geographischen anderseits.

Laurent gibt uns auf 48 Seiten ein anschauliches Bild von der Entwicklung der Angiospermen.

Zeiller behandelt auf 54 Seiten die fossilen Pflanzengruppen der mesozoischen Periode oder der Herrschaft der Gymnospermen, eine sehr wichtige Zusammenstellung der neuesten Resultate auf diesem Gebiete.

H. Salfeld.

E. A. N. Arber and H. H. Thomas: On the structur of *Sigillaria scutellata* Brongn. and other Eusigillarian stems, in comparison with those of other palaeocoic Lycopods. (Phill. Transact. of the Royal Soc. London. Ser. B. **200**. B. 265. 133—166. Pl. 14—16. 1908.)

Die Untersuchungen der Verf. dienen nicht nur dazu, die Anatomie einer bestimmten Sigillarienart genauer kennen zu lernen, sondern in ganz hervorragendem Maße die verwandtschaftlichen Verhältnisse der palaeozoischen Lycopodiaceen zu beleuchten. Die untersuchte *Sigillaria scutellata* gehört der Sektion der Rhytidolepen an. Da von den Verf. in den Stämmen keinerlei Anzeichen von Verzweigung beobachtet ist, schließen sie, daß die Stücke den obersten Stammteilen, nahe dem Gipfel entstammen.

Die Rippung des Stammes der Eusigillarien hat ihren Ursprung in der Rinde und ist gänzlich unabhängig von den Blattbasen. Hieraus läßt sich schließen, daß, trotz scheinbarer Ausnahmen, die durch Weiss vorgeschlagene Klassifikation in zwei Gruppen, die Eusigillarien und Subsigillarien, eine natürliche sein dürfte.

Vier Hauptcharakteristika, soweit diese anatomisch bekannt sind, unterscheiden die Eusigillarien von den Subsigillarien. Der Stamm war gerippt, das primäre Xylem bildet immer einen vollständig geschlossenen Ring, daher ist auch das Holzgewebe als Ganzes in verschiedene Gefäßbündel geschieden. Die Blattspuren sind monoxylisch, in den Blättern sind die Bündel in zwei getrennte Xylemgruppen geschieden, die bis zur Blattbasis bestehen bleiben, sich aber im Phelloderm der Rippen wieder vereinigen.

Anatomisch zeigen die Eusigillarien enge Beziehungen zu gewissen untercarbonischen Stümpfen, die bisher für zum Genus *Lepidodendron* gehörig erachtet wurden, ebenso sind deutliche Beziehungen zu *Lepidophloios* vorhanden. Die anatomischen Beziehungen zu *Bothrodendron* sind entfernter, so daß ein Einschluß dieses Genus in die Gruppe der Sigillarien, wie ihn Weiss und Sterzel verteidigten, wenig für sich hat, auch ergaben sich keine Punkte in bezug auf die innere Struktur zur Stützung der Ansicht, daß *Bothrodendron* „eine Zwischenstellung zwischen *Lepidodendron* und *Sigillaria*" angewiesen werden kann.

Während sich bei *Lepidodendron* und *Lepidophloios* die beiden Parenchymstränge der Blattspur, sobald sie die Blattbasis durchbrechen, an der unteren Seite der Spur vereinigen, umgibt bei *Sigillaria scutellata* in der Region des Phelloderm das Parenchym die Spur gänzlich. In diesem

Punkte unterscheiden sich die Sigillarien markant von allen bisher untersuchten paläozoischen Lycopodiaceen, noch mehr aber von den lebenden.

Die Form der Blattspur in den äußeren Geweben des Stammes hat den Verf. die Grundlage geliefert, in losen Blättern, die von Scott *Sigillariopsis sulcata* genannt sind, Blätter zu erkennen, die zu einem Sigillarienstamm gehören, der *Sigillaria scutellata* nahe verwandt ist oder gar diese Spezies selbst zu sein scheint. So ist nun auch ein exakter Weg gefunden, die Zugehörigkeit von losen Blättern zu bestimmten Sigillarien zu erkennen, was um so wichtiger ist, da bis jetzt keine Versteinerung bekannt ist, in der Blätter mit einem Sigillarienstamm verbunden sind.

Tat Renault recht daran, gewisse Blätter Stämmen von *Sigillaria Brardi* und *S. spinulosa*, mit denen diese vergesellschaftet waren, zuzurechnen, dann besitzen einige Blätter von Subsigillarien ein deutlich diploxylisches Bündel von sehr verschiedener Anordnung als das in Eusigillarien-Blättern.

Von Renault wurde das Genus *Sigillariopsis* als ein verbindendes Glied zwischen Sigillarien und Poroxyleen angesehen. Aus den Untersuchungen der Verf. müssen wir aber schließen, daß dies Genus heterogene Elemente enthält, die z. T. zu den beiden Gruppen der Sigillarien gehören, nicht aber als eigene intermediäre Gruppe zu betrachten sind.

H. Salfeld.

M. Zalessky: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora des Steinkohlenreviers von Dombrowa. (Mém. du Com. Géol. Nouv. série. Livraison. 33. 1907. 30 p. 2 Taf.)

Das Kohlenrevier von Dombrowa ist der russische Anteil des oberschlesischen Kohlenbeckens. Abgebaut wird das sogen. Redenflötz. Aus den das Flötz unterlagernden Schichten wurden folgende Arten bestimmt: *Sphenopteris Larischii* Stur, *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Calamites ostraviensis* Stur, *Sphenophyllum tenerrimum* Ett., *Lepidodendron Tonderae* n. sp., *Ulodendron* sp., *Stigmaria ficoides* Stur und *Polygonocarpus Czarnockii* n. sp. Diese Flora gehört also Potonié's Flora II oder der der Ostrauer Schichten an.

Aus Schichten die dem Redenflötz aufgelagert sind, stammen: *Pecopteris (Dactylotheca) plumosa* Artis, *Sphenopteris Bohdanowiczi* n. sp., *Calamites Suckowi* Brongn., *Sphenophyllum cuneifolium* Stur, *Lepidodendron obovatum* Stur, *Sigillaria elongata* Brongn., *S. Schlotheimi* Brongn., ferner wahrscheinlich aus den gleichen Schichten: *Sphenopteris Baeumleri* Andrae, *Mariopteris acuta* Brongn., *Neuropteris Schlehani* Stur, *Lepidodendron aculeatum* Stur, *Stigmaria ficoides* Stur. Diese Flora ist also als eine typische Saarbrückener zu bezeichnen, die Ablagerungen würden daher den Schatzlar-Schichten entsprechen.

Ob das neue *Sphenopteris Bohdanowiczi* zu den Pteridospermen gehört, mag wahrscheinlich sein, ist jedoch nicht erwiesen.

H. Salfeld.

A. C. Seward: Jurassic Plants from Caucasia and Turkestan. (Mém. du Com. Géol. Nouv. série. Livraison 38. 1907. 48 p. 8 Taf.)

Die kaukasische Flora stammt von zwei verschiedenen Gegenden, erstens von Karadaga, im Flußgebiet der Araks, zweitens vom Flußgebiet der Galisga in der Provinz Souchoum. Die Galisga-Pflanzen wurden in kohleführenden Sandsteinen und Mergeln an verschiedenen Lokalitäten gefunden, die einander gleichalterig sein sollen und von Lokalgeologen dem Oxfordien zugezählt werden. Die bestimmbaren Reste gehören den folgenden Arten an:

Equisetites sp. cf. *E. columnaris* Brongn., *Klukia exilis* Phill., *Cladophlebis denticulata* Brongn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Marattiopsis Muensteri* Göpp., *Sphenopteris* sp. cf. *Scleropteris oregonensis* Font., *Thinnfeldia* sp. cf. *Th. rhomboidalis* Ett., *Williamsonia pecten* Phill., *Zamites Weberi* n. sp., *Otozamites* sp. cf. *O. obtusus* var. *ooliticus* Sew., *Nilssonia compta* Ppill., *N. orientalis* Heer, *Baiera* sp., *Pagiophyllum* sp. cf. *P. Williamsoni* Brongn., *Podozamites lanceolatus* Lind. et Hutt., *Podozamites* sp. cf. *P. Reinii* Geyl.

Die Turkestan-Pflanzen wurden an verschiedenen Fundpunkten in der Provinz Fergana und Syr-Darja gesammelt. Die pflanzenführenden Schichten liegen in allen Fällen diskordant auf Carbon und bestehen aus Sandsteinen und konglomeratischen Schichten. Die Aufsammlungen enthalten folgende Arten:

Equisetites ferganensis n. sp., *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Cladophlebis denticulata* Brongn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. arguta* Lind. et Hutt., *Cladophlebis nebbensis* Brongn., *Cl. haiburnensis* Lind. et Hutt., *Cl. Fontainei* n. sp., *Cladophlebis* sp. α cf. *Thinnfeldia arctica* Heer, *Cladophlebis* sp. β cf. *Cl. argutula* Heer, *Sphenopteris princeps* Presl, *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* sp. cf. *T. vittata* Brongn., *Williamsonia pecten* Phill., *Ginkgo digitata* Brongn., *G. sibirica* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum longifolium* Nath., *Pagiophyllum* sp. cf. *P. peregrinum* Lind. et Hutt., *Brachyphyllum* sp. cf. *B. mamillare* Brongn., *Podozamites lanceolatus* Lind. et Hutt., *P. laceolatus* var. *latifolius* Heer, *Schizolepis Moelleri* n. sp., *Taxites* sp.

Die Flora zeigt sicher auf jurassisches Alter hin und besitzt die meiste Übereinstimmung mit den Floren des braunen Jura, doch dürfte sie etwas älter als die Floren von England, Sibirien und Nordamerika sein, da in ihr noch einige rhätische und unterliassische Formen vertreten sind. **H. Salfeld.**

G. Schindehütte: Die Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg (Bez. Kassel). (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. Folge. Heft 54. 1907. 81 p. 13 Taf.)

Auf tertiären Sanden liegen am Westabhange des Eichelskopfes mächtige Tuffschichten, die in zwei scharf getrennte Horizonte, einen

unteren dunkelgraugefärbten und festen und einen oberen gelb gefärbten und lockeren, zu gliedern sind. Der Tuff wird von einem ca. 6 m mächtigen Doleritstrom überlagert. Pflanzenreste sind nur in den untersten Tuffschichten gefunden.

Neben Blättern haben sich eine größere Zahl von Früchten und Samen gefunden, während Holzreste nicht beobachtet sind. Von Tierresten ist nur eine Eidechse bekannt geworden. Die Tuffe sind als aquatische Bildungen anzusehen, daher ist es besonders auffällig, daß Wasser- und Sumpfpflanzen der Flora völlig fehlen, wie solche in den Floren der Wetterau sich finden.

Von Thallophyten haben sich nur unbestimmbare Blattpilze, *Eumycetes* sp., auf zahlreichen Blättern gezeigt, Pteridophyten sind nur durch einzelne Farnfetzen vertreten. Von Gymnospermen werden aufgeführt: *Podocarpus eocenica* Ung., *Pod. Cambelli* Gard., *Pinus (Abies) oceanicus* Ung., *Callitris Brongniarti* Endl., *Actinostrobus Kayseri* n. sp. Angiospermae, Dicotyledonae: *Salix integra* Göpp., *Populus mutabilis* Heer, *Myrica (?) salicina* Ung., *M. lignitum* Ung., *Carya bilinica* Ung., *C. corrugata* Lud., *Juglans acuminata* Al. Br., *Juglandiphyllum* sp., *Alnus Kefersteinii* Göpp., *Quercus grandidentata* Ung., *Qu. cruciata* Al. Br., *Dryophyllum lonchitis* Ung., *? Quercus furcinervis* Rossm., *Qu. Seyfriedi* Al. Br., *Qu. tephrodes* Ung., *Quercus* (Frucht), *Planera Ungeri* Kov., *Ulmus Brauni* Heer, *Celtis Japeti* Ung., *Ficus tilaefolia* Heer, *F. arcinervis* Rossm., *F. wetteravica* Ett., *Magnolia Hoffmanni* Lud., *Cinnamomum polymorphum* Al. Br., *C. spectabile* Heer, *C. lanceolatum* Ung., *C. Rossmaessleri* Heer, *Oreodaphne Heeri* Gaudin, *Daphne elegans* Wat., *Persea belenensis* Wat., *Lauriphyllum radobojense* Ung., *L. inaequale* Wat., *L. gracile* Gaudin, *L. princeps* Heer, *L. primigenium* Ung., *L. protodaphne* Web., *L. miocenicum* Ett., *Lauriphyllum* sp., *Liquidambar europaeum* Al. Br., *Platanus aceroides* Göpp., *Inga holzhausensis* n. sp., *Sapotacites Putterliki* Ung., *Omalanthus trenula* Ett., *Dodonaea pteleaefolia* Weber, *Berchhemia multinervis* Heer, *Rhamnus Decheni* Weber, *Rh. aizoon* Ung., *Clavijopsis Staubi* n. sp., *Hedycarya basaltica* Ludw., *Mollinedia denticulata* Ung., *Phyllites* cf. *Diospyros vetusta* Heer.

In der Zusammensetzung der Flora treten Pteridophyten und Gymnospermen stark zurück, während Monocotyledonen, vor allem Palmen, vollständig fehlen. Unter den Dicotyledonen sind die Lauraceen besonders stark vertreten.

Interessant sind die Beziehungen zu den heutigen Floren. Ein großer Teil der Formen schließt sich solchen der atlantischen Staaten Nordamerikas an, so die Gattung *Carya, Magnolia Hoffmanni* und die *Quercus*-Arten. Einige Formen lassen sich ferner mit solchen des mediterran-orientalischen Florenreiches vergleichen, so *Liquidambar europaeum, Platanus aceroides* und *Celtis Japeti*. Die zahlreichen Lauraceen finden ihre Analoga sowohl in amerikanischen wie in asiatischen; *Actinostrobus Kayseri* und *Hedycarya basaltica* in Formen der neuholländischen Vegetation.

Das Alter der Flora kann nicht genau fixiert werden, da die den

Tuff unterlagernden Sande in ihrer stratigraphischen Stellung ungewiß sind. Doch ist anzunehmen, daß die Tuffe und Dolerite den Basalten des Habichtswaldes gleichalterig sind und somit miocänes Alter besitzen.

H. Salfeld.

P. Platen: Untersuchungen fossiler Hölzer aus dem Westen der Vereinigten Staaten von Nordamerika. 1908. Leipzig. 155 p. 3 Taf.

Verf. untersuchte eine große Anzahl von fossilen Hölzern aus dem Westen Nordamerikas. Über das Alter der Reste sind meist befriedigende Daten nicht vorhanden gewesen, doch handelt es sich bei den meisten Funden um Tertiär oder jüngere Schichten. Beschrieben sind:

Hyphomycetes: *Agaricites Conwentzi* n. sp.

Coniferae: *Araucarioxylon* sp., *A. Arizonicum* Knowlton var. *neogaenum*, *Physematopitys Goepperti* n. sp., *Cupressinoxylon Pannonicum* Felix, *C. distichum* Merkl., *C. taxodioides* Conwentz, *Taxodioxylon Credneri* n. sp., *Pityoxylon annulatum* n sp., *P. Vateri* n. sp., *P. fallax* Felix, *P. Mac Clurii* Kraus (Cram.).

Coryleae: *Carpinoxylon Pefferi* n. sp.

Quercineae: *Quercinium Abromeiti* n. sp., *Qu. Lesquereuxi* n. sp., *Qu. Solerederi* n. sp., *Qu. anomalum* n. sp., *Qu. Wardi* n. sp.

Ulmaceae: *Ulminium Simrothi* n. sp.

Moreaceae: *Ficoylon helictoxyloides* n. sp.

Laurineae: *Laurinoxylon pulchrum* Knowlton, *Perseoxylon californicum* n. sp., *P. Eberi* n. sp.

Simarubaceae: *Simarubinium crystallophorum* n. g. n. sp., *S. Engelhardti* n. g. n. sp.

Anacardiaceae: *Anacardioxylon magniporosum* n. sp.

Araliaceae: *Aralinium excellens* n. g. n. sp., *A. multiradiatum* n. g. n. sp., *A. parenchymaticum* n. g. n. sp., *A. Lindgreni* n. g. n. sp.

Platanaceae: *Plataninium pacificum* n. sp., *Pl. crystalliphilum* n. sp., *Pl. Knowltoni* n. sp., *Pl. Haydeni* Felix.

Pruneae: *Pruninium gummosum* n. g. n. sp.

Leguminosae: *Felixia latiradiata* n. g. n. sp., *Cereidoxylon Zirkeli* n. g. n. sp.

Ebenaceae: *Ebenoxylon speciosum* n. sp., *Eb. boreale* n. sp.

Der weitaus größere Teil der Reste gehört Dicotyledonen an, von denen die meisten durch bisher noch nicht beschriebene Typen vertreten sind. Gerade daß sich so viele der Hölzer auf Genera zurückführen ließen, die wir bisher in den fossilen Blättern tertiärer Schichten zu sehen glaubten, läßt es für sehr wahrscheinlich erscheinen, daß diese Blätter rezenten nicht nur sehr ähnlich, sondern verwandt sind, die viel geäußerten Zweifel an der Verwertbarkeit der Blätter zu verwandtschaftlichen Beziehungen daher doch etwas an Beweiskraft verlieren müssen.

H. Salfeld.

Fritz Behrend: Über einige Carbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **29**. Heft 3. 1908. I; auch Berliner Dissertation. 1908. 52 p. 2 Taf.)

Verf. teilt die „Familie" der Sphenopteriden in die Gruppe der Sphenopteroideae mit gabelig-palmaten Adern, ohne Mittelader, und in die der Ovopteroideae mit deutlicher Mittelader und fiederig von ihr abgehenden Seitenadern. Erstere Gruppe zählt er zu *Cuneatopteris* und *Sphenopteris*, letztere zu *Ovopteris* und *Ovopteridium* n. g.

Folgende Arten werden näher beschrieben: *Cuneatopteris adiantoides* Schloth. sp., *C. divaricata* Göpp. sp., *C. Völkeli* n. sp., *C. westfalensis* n. sp., *C. elegantiformis* Stur sp., *C. laxifrons* Zeill. sp., *C. linearis* Brongn. sp., *Sphenopteris fragilis* Schloth. z. T., *Sph. bermudensiformis* Schloth. sp., *Sph. Falkenhaini* Stur, *Sph. Hoeninghausi* Brongn., *Sph. Andraeana* Röhl, *Sph. trifoliolata* Artis sp., *Sph. obtusiloba* Brongn., *Sph. macilenta* L. et H., *Sph. trigonophylla* n. sp., *Sph. Laurenti* Andrä, *Sph. Potieri* Zeill., *Sph. Bäumleri* Andrä, *Sph. dicksonioides* Göpp. sp., *Ovopteris rutaefolia* Gutb. sp., *O. karwinensis* Stur sp. *(Discopteris)*, *O. chaerophylloides* Brongn. sp. *(Renaultia)*, *O. Schwerini* Stur sp., *O. burgkensis* Sterz. sp., *O. herbacea* Boul. sp., *O. cristata* Brongn. sp. (*Discopteris Goldenbergii* Stur), *Ovopteridium Schumanni* Stur sp. *(Discopteris)*, *O. Vüllersi* Stur sp. *(Discopteris)*, *O. Schatzlarense* Stur sp. *(Diplothmena)*, *O. Bronni* Gutb. sp., *O. Gutbierianum* Geinitz sp., *O. Walteri* Stur sp., *O. fasciculare* Roem. sp.

Die neue Gattung *Ovopteridium* bildet nach dem Verf. einen „Übergang" von *Ovopteris* zu *Palmatopteris*. Von den typischen *Ovopteris*-Formen unterscheiden sich die zu dieser Gattung gestellten Reste durch ihre tiefgeteilten spitzlappigen Fiedern letzter Ordnung.

Von den neuen Arten kommt *Cuneatopteris Völkeli* im unteren produktiven Carbon (Flora 3) in Niederschlesien vor, *C. westfalensis* in Flora 4 im Ruhrrevier, *Sphenopteris trigonophylla* in Flora 3, Waldenburger Schichten. **H. Salfeld.**

Thore G. Halle: Zur Kenntnis der mesozoischen Equisetales Schwedens. (Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl. **43**. No. 1. 1908. 37 p. 9 Taf.)

Verf. trennt von dem Genus *Schizoneura* alle Arten ab, deren Blätter konstant frei bleiben, d. h. deren Blätter in Wirteln, zahlreich, lang, schmal, halmartig, einnervig und vollkommen frei voneinander sind, und vereinigt diese zu dem neuen Genus *Neocalamites*, dem er vorläufig drei Arten zuzählt: *Schizoneura hoerensis* Schimp., *Sch. Meriani* Brongn. und *Sch. Carrerei* Zeill. Es ist ja auch früher schon mehrfach darauf hingewiesen, daß diese Reste weder recht zu *Schizoneura*, noch zu *Equisetites* passen, wohl aber gewisse Hinweise zu den Calamiten in ihren Charakteren besitzen.

Näher untersucht ist vom Verf. *Neocalamites hoerensis*, der auf das Rhät beschränkt ist, nicht aber, wie so häufig erwähnt, noch im Lias vorkommt, da die meisten hierher gerechneten Reste zu problematischer Natur sind. Verf. schließt daher auch alle in der Literatur sich findenden Synonyma von der schwedischen Art aus. „Wie es mit den zahlreichen Funden von Steinkernen, die angeblich dieser Spezies angehören, verhält, ist nicht leicht zu sagen. Die Schwierigkeit nur auf Grund von Steinkernen, soweit keine Blattnarben vorhanden sind, zu entscheiden, ob wirklich die betreffende Spezies oder auch nur die Gattung und nicht ebenso lieb eine *Equisetites* vorliegt, kann doch nicht genug betont werden."

Von *Equisetites*-Arten untersuchte Verf. *E. laevis* n. sp. aus der Zone mit *Dictyophyllum exile*, *Equisetites gracilis* aus der Zone dieses, *E. praelongus* n. sp. aus der Zone mit *Thaumopteris Schenki*, *Equisetites Münsteri* Sternb. aus der Zone mit *Dictyophyllum acutilobum*, *Equisetites* cf. *Beani* Sew. aus dem Lias von Hör, *E. subulatus* n. sp. ebendort, *E. scanicus* Sternb. ebendort, *E. Mobergii* Möller n. sp. aus dem Lias von Kurremölla.

Interessant ist, daß die einzelnen Arten in getrennten Horizonten vorkommen, so wie sie hier aufgeführt sind, dem geologischen Alter folgend, so daß die jüngsten zuletzt stehen. Hoffentlich erhalten wir noch von anderen Lokalitäten weitere Bestätigungen hierzu.

Sporophyllenstände werden als *Equisetites (Equisetostachys) Nathorsti* n. sp. und *E. (E.) suecicus* (Nath.) beschrieben. Diese haben in Form und Größe den heute lebenden gleiche Sporen, weichen aber durch das Vorhandensein von drei radiierenden Linien an jeder Spore von den lebenden ab. **H. Salfeld.**

E. A. N. Arber: On the Affinities of the Triassic Plant *Yuccites vogesiacus* Schimp. et Moug. (Geol. Magazine. 1909. Dec. V. 6. 11—14.)

Diese bald den Monocotylen, bald den Cycadophyten oder Cordaiten zugezählten Blattreste waren bisher nur in losgelöstem Zustande bekannt. Arber hatte sich erst kürzlich dahin entschieden, daß sie große Zamitenfiedern seien. Ein neuer Fund aus dem Keuper von Bromsgrove in England zeigt Blättchen, die in Spiralstellung um einen Stamm oder Zweig stehen. Es ist daher an eine Zugehörigkeit zu den Cycadophyten nicht mehr zu denken. Somit kommen nur noch Monocotylen und Cordaiten in Frage. Für eine Zugehörigkeit zu letzterer Gruppe spricht das gleichzeitige Vorkommen von *Artisia-(Sternbergia-)*ähnlicher Steinkerne, wie solche für Ausgüsse von Markhöhlen von Cordaitenstämmen charakteristisch sind.

Eine analoge Spiralstellung der Blätter finden wir bei *Zamites megaphyllus* Phill. aus dem Stonesfield Slate, bei *Kannera mirabilis* Velnov. und *Eolirion primigenium* Schenk aus der unteren Kreide.

Leider sind keine zugehörigen Fruktifikationen bis jetzt gefunden. Die Frage muß also offen bleiben, obgleich durchaus nicht ausgeschlossen ist, daß Cordaiten bis in die Kreide fortlebten. An eine Cycadophytennatur des *Zamites megaphyllus* wie der als *Palaeozamia* beschriebenen Reste ist jedenfalls nicht zu denken. Es ist daher besser, den indifferenten Genusnamen *Yuccites* beizubehalten und auf weitere Reste aus Jura und Kreide anzuwenden. **H. Salfeld.**

A. G. Nathorst: Paläobotanische Mitteilungen. 3. und 4.—6. (Kungl. Svenska Akad. Vet. Handl. **43**. No. 3 u. 6. 1908. 9 p. 2 Taf. u. 26 p. 4 Taf. 1 Textfig.)

In No. 3 behandelt Verf. eine Sporophyllenähre, die er 1902 unter dem Namen *Androstrobus Scotti* als Cycadophyt beschrieb. Der detailliertere Bau des Sporophylls und des Sporangium ist nicht zu ermitteln, doch glaubt Verf. annehmen zu dürfen, daß jedes Sporophyll ein großes Sporangium auf seiner Oberseite getragen habe. Nach Bleichung mit Eau de Javelle ließen die Megasporen nicht nur ihre Einzelligkeit erkennen, sondern drei unter einem Winkel von 120° zusammenstoßende Leisten, jede mit einer Längsfurche. Ferner ist die Oberfläche fein punktiert, mit kleinen warzenartigen Stacheln ringsum bedeckt und mit faden- und flügelartigen Anhängseln versehen, Verzierungen, wie sie auf der Megaspore von *Selaginella* vorkommen. Die Blüte ist heterospor, denn auch die Mikrosporen wurden gefunden. Hervorzuheben ist, daß diese nach dem Bleichen mit Eau de Javelle durch Färben mit Erythrosin sehr deutlich wurden. Die Mikrosporen sind denen von *Isoëtes* ähnlich. Sie liegen in kleinen Ballen, die von einer feinen Haut umgeben sind, im Mikrosporangium; es scheint somit eine vollkommene Fächerung des Mikrosporangium vorhanden zu sein, die bei *Isoëtes* nur unvollkommen ist.

Der Blütenstiel ist scheinbar von weicher, krautiger Beschaffenheit gewesen, weshalb Verf. annimmt, daß diese aus dem Rhät Schonens stammende Blüte nicht zu einem Nachkommen baumartiger Lycopodialen paläozoischer Zeit gehört haben könne.

Die Blüte reiht Verf. in das neue Genus *Lycostrobus* n. g. ein, das er zu der Unterreihe der Isoëtineae stellen möchte. Von der zugehörigen Pflanze ist bis jetzt nichts bekannt.

In No. 4 bespricht Verf. ausführlich die von ihm mit Erfolg angewandte Bleichungsmethode mit Eau de Javelle, die in vielen Fällen der bisher gebräuchlichen mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure gegenüber den Vorzug besitzt, daß sie größere Blattpartien unbeschädigt liefert Präparate von *Baiera spectabilis* und *Ctenozamites Leckenbyi* sind abgebildet, wie auch eine Anzahl verschiedener Sporen paläozoischer und mesozoischer Farne.

Hiernach dürfte Hoffnung vorhanden sein, daß von fast jedem fossilen, fertilen Farnreste, der verkohlt ist, Präparate der Sporen zu erhalten sind,

was gerade jetzt von großer Bedeutung ist, wo man erkannt hat, daß eine erhebliche Zahl paläozoischer Farne zu den Pteridospermen gehört.

In No. 5 sind Untersuchungen über das Farngenus *Nathorstia* niedergelegt. Dies besitzt Synangien, die aus 18—24 Sporenfächern bestehen, die um das Zentrum des Sorus einen Kreis bilden. Wie schon Heer vermutete, ist in dieser Beziehung eine Übereinstimmung mit dem heute isoliert unter den Farnen stehenden Genus *Kaulfussia (Christensenia)* vorhanden, so daß *Nathorstia* mit diesem wahrscheinlich verwandt ist, obgleich nicht unerhebliche Verschiedenheiten vorhanden sind.

Den beiden von Heer beschriebenen Arten: *Nathorstia firma* und *N. angustifolia* aus der urgonen Kreide Grönlands, fügt Verf. eine neue Art: *N. latifolia* n. sp., hinzu, die aus dem Cenoman Grönlands stammt. Die aus dem Cenoman Böhmens von Bayer beschriebene *Drynaria fascia* dürfte wahrscheinlich mit dieser neuen Art identisch sein, jedenfalls ist sie keine *Drynaria,* sondern eine *Nathorstia.*

In No. 6 beschreibt Verf. *Antholithus Zeilleri* n. sp. mit noch erhaltenen Pollenkörnern aus den rhätischen Ablagerungen Schonens. Dieser Rest war von ihm früher als *Stachyopitys Preslii* Schenk gedeutet, eine männliche Blüte, die Schenk auf *Baiera Münsteriana* aus dem Rhät der Bamberg-Bayreuther Gegend bezog. Es erwies sich, daß *Antholithus Zeilleri* in der äußeren Form nicht mit *Stachyopitys Preslii* übereinstimmt. Durch Bleichen mit Eau de Javelle ließen sich in den Pollensäcken Pollenkörner nachweisen, die solchen von *Gingko,* aber auch von Cycadophyten ähnlich sind. Werden diese Blüten mit *Baiera* im Zusammenhang gefunden, so dürfte die Zugehörigkeit zu den Gingkoales sicher sein. Bis dahin hält Verf. es für angebrachter, den indifferenten Namen *Antholithus* für diese Fossilien zu wählen. **H. Salfeld.**

A. Rothpletz: Über Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Ösel. (Kungl. Svenska Akad. Vet. Handl. **43**. No. 5. 1908. 25 p. 6 Taf.)

Die Stellung von *Girvanella,* untersilurische Knollen, die aus einem feinen Filz durcheinandergeschlungener Röhrchen bestehen, war bisher unsicher. Verf. stellt diese wegen der Feinheit der Röhrchen und ihrer Dichotomie zu den Kalkalgen, und zwar zu den Codiaceen. In dem vollständigen Mangel an besonderen Gewebe- oder Zellformen für die Fortpflanzung und Assimilation weist *Girvanella* eine niedere Stellung im Algenreiche auf. Hierin unterscheiden sie sich auch von den Kalkknollen der alpinen Trias, deren Grundgewebe sonst das gleiche ist. Für letztere begründet Verf. das neue Genus *Sphaerocodium.* Beschrieben sind: *Girvanella problematica* Nich., *Sphaerocodium Bornemanni* Roth. und *Sph. gotlandicum* n. sp. Die Zugehörigkeit der Vertreter des letzten Genus zu den Codiaceen scheint ziemlich gesichert.

In den Arten des Genus *Solenopora* sieht Verf. Verwandte der Lithothamnien, da bei beiden ein ähnlicher Zellenbau und perforierte Wandungen

vorhanden sind. Die Differenzierung des Hypo- und Perithallium ist bei *Solenopora* war angedeutet, aber noch nicht so scharf entwickelt wie bei *Lithothamnium*. Die Sporangien der *Solenopora gotlandica* sind schlauchförmig und liegen isoliert im sterilen Gewebe wie bei *Archaeolithothamnium*.

Solenopora jurassica Brown schließt Verf. von diesem Genus aus, da hier die Zellwandungen nicht perforiert sind. Er stellt diese in das neue Genus *Solenoporella* n. g. Beschrieben sind: *Solenoporella jurassica* Br. sp., *Solenopora compacta* Bill. sp., *S. gotlandica* n. sp. und *Lithothamnium nummuliticum* Gümb., letzteres aus dem mittleren Eocän vom Kressenberg **H. Salfeld.**

P. Arbenz: Diploporen aus dem Schrattenkalk im Säntisgebiet. (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. **53**, 387—392. 1908.)

Im unteren Schrattenkalk (oberen Barrêmien) der Wildkirchlihöhle (Säntisgebirge) kommt *Diplopora Mühlbergii* Lorenz vor. Die höchstens 1,4 mm langen, manchmal schwach gebogenen Röhrchen dieser Kalkalge besitzen einen Durchmesser von 0,3—0,5 mm. Ihre Wandung wird von zahlreichen, in Wirteln angeordneten Poren durchbrochen. Selten trifft man das geschlossene Ende eines Röhrchens an. Verzweigungen konnten nirgends festgestellt werden, doch sind solche möglicherweise vorhanden gewesen. Schon ehe Lorenz die Alge im Jahre 1901 aus der Tristelbreccie beschrieb und benannte, war sie von französischen Forschern beobachtet und erwähnt. Sie ist für die Urgonfazies des Barrêmien und Aptien sehr charakteristisch und meist mit Milioliden, Orbitolinen und Pachyodonten vergesellschaftet. Im Säntis-Churfirstengebiet sind sie nur im unteren Schrattenkalk häufig.

Einige andere Algen von derselben Fundstelle erinnern an *Munieria*.

Otto Wilckens.

Mineralogie.

Allgemeines. Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie.

L. J. Spencer: A (fourth) list of new mineral names. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 67. p. 394—415.)

Die Liste bringt eine Sammlung der in den letzten Jahren neu aufgestellten Mineralnamen mit Literaturnachweisen und ist die vierte Fortsetzung (vergl. dies. Jahrb. 1905. I. -1-). v. Wolff.

H. Hilton: Note on the thirty-two classes of symmetry. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 261—263.)

J. W. Evans: Annotation of the thirty-tow classes of symmetry. (Ibid. No. 67. p. 360—364.)

Beide Autoren machen Vorschläge, die 32 Abteilungen der Kristallsysteme durch abkürzende Symbole zu kennzeichnen. v. Wolff.

H. Z. Kip: A new method for the determination of the hardness of minerals. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 23—32. 1907.)

Kip schließt sich der Definition der Härte an, nach welcher letztere die Eigenschaft der Körper ist, einer Abrasion ihrer Oberfläche zu widerstehen. Er macht darauf aufmerksam, daß bei Härteversuchen, welche dieser Erläuterung entsprechen, im allgemeinen sowohl drückende als auch ziehende Kräfte zu berücksichtigen sind, nicht, wie wohl geschehen, lediglich Druck oder nur Zug zu messen ist. Ferner hält er es für nötig, Härtevergleiche durch Abrasion stets in Rücksicht auf die Molekularverhältnisse zu machen. In Vergleich sind nicht gleiche Gewichte beim Versuch entfernter Substanzen zu setzen, sondern Massen, entsprechend den Molekulargewichten, z. B. bei Flußspat und Quarz 78 mg Flußspat und 60 mg Quarz = 1,3 : 1.

Die Bestimmung des gesamten Kräfteaufwandes, der jeweils nötig ist zur Entfernung der sich in obigem Sinne entsprechenden Mengen, gibt das Härteverhältnis der Materialien wieder.

Verf. erörtert das Schema eines seinen theoretischen Darlegungen angepaßten Apparats und stellt die Veröffentlichung einschlägiger Versuche in Aussicht. **F. Rinne.**

J. W. Evans: Notes on skiodroms and isogyres. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 230—234.)

Verf. behandelt die Skiodromen- und Isogyrenerscheinungen, wie sie sich bei der Beobachtung unter einem Mikroskop mit festem Tisch und gleichzeitig drehbaren Nicols ergeben. **v. Wolff.**

Fred Eugene Wright: The measurement of the optic axial angle of minerals in the thin sections. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 317—369. 1907.)

Verf. prüfte die bestehenden einschlägigen Methoden auf ihre Genauigkeit und verbesserte sie zum Teil. Seine Abhandlung stellt zugleich eine Anleitung zum Gebrauch der Untersuchungsarten dar.

Bei Anwendung der bekannten Becke'schen Methode unter Benutzung des Zeichentisches erwiesen sich die Fehler nicht größer als $\pm 1^0$, wenn beide Achsen sichtbar waren, und $\pm 5^0$ bei Sichtbarkeit nur einer. Noch genauere Ergebnisse erzielte Verf. mit Hülfe eines von ihm für den vorliegenden Zweck erdachten Doppelschrauben-Mikrometerokulars, welches Abmessungen in zwei zu einander senkrechten Richtungen gestattet. Es läßt sich damit die Lage eines Punktes der Interferenzfigur nach Koordinaten leicht feststellen und bei Kenntnis der Mikroskopkonstanten K in eine stereographische Projektion eintragen. Bei Schnitten, welche beide optische Achsen der Interferenzfigur zeigten, konnte auf die Weise der Wert für 2V auf $\pm 1^0$ genau erhalten werden und auf $\pm 3^0$ genau, falls nur eine optische Achse auf dem betreffenden Schnitt austrat.

Verf. prüfte außer anderen auch eingehend die Methoden unter Anwendung des von ihm noch vervollkommneten Fedorow'schen Universaltisches. Bezüglich der Einzelheiten der Methode kann hier auf das Original verwiesen werden. Die Ergebnisse befriedigten in Fällen, wo die Lage einer optischen Achse direkt bestimmt werden konnte. **F. Rinne.**

V. Souza-Brandão: Gefäß-Totalreflektometer und Achsenwinkelapparat, in Verbindung mit dem Babinet'schen Goniometer und weitere Verbesserungen an dem letzteren. (Zeitschr. f. Krist. **45**. 1908. p. 326—334. Mit 3 Textfig.)

Es sei hier auf diese Mitteilung hingewiesen, deren Inhalt sich ohne die Figuren nicht wohl in Kürze wiedergeben läßt. **Max Bauer.**

V. Moritz Goldschmidt: Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 545—560. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig.)

Verf. beschreibt einen Apparat, im wesentlichen ein Aluminiumelektroskop, der gestattet, die Radioaktivität der Mineralien quantitativ zu bestimmen und gibt ein graphisches Verfahren an, wie derartige Bestimmungen benutzt werden können, um die Zugehörigkeit unbekannter Mineralstücke mit seltenen Enden, deren Bestimmung manchmal schwierig ist, zu dieser oder jener Spezies festzustellen. Außer zur raschen Bestimmung Uran und Thorium enthaltender Mineralien kann man die Messung der Radioaktivität auch dazu benützen, um aus einem Gemenge ähnlich aussehender Mineralien die gleichartigen Stücke, etwa zu chemischen Untersuchungen, leicht zu isolieren. Max Bauer.

V. Moritz Goldschmidt: Radioaktivität als Hilfsmittel bei mineralogischen Untersuchungen. II. (Zeitschr. f. Krist. 45. 1908. p. 490—494.)

Verf. hat die Brauchbarkeit seiner Methode an weiterem Material geprüft und ihre praktische Anwendbarkeit dargetan. Die Mineralien, über die er hier Mitteilung macht, sind die folgenden: Thorianit, Orangit, Alvit, Gruppe des Euxenit (Priorit—Blomstrandin-Reihe und Euxenit—Polykras-Reihe), Samarskit, Yttrotantalit, Orthit und Gadolinit. Für die norwegischen Vorkommen konnten schon von W. C. Brögger untersuchte und auf seine Veranlassung analysierte Stücke benutzt werden. Max Bauer.

H. A. Miers and F. Isaac: The refractive indices of crystallising solutions, with especial reference to the passage from the metastable to the labile condition. (Transact. of the chem. soc. London 1906. 89. p. 413—454. Mit 10 Textfig.)

Bei einer Reihe von Experimenten bezüglich der Eigenschaften, insbesondere des Brechungsindizes von Lösungen im Kontakt mit einem wachsenden Kristalle der gelösten Substanz war es notwendig, das Brechungsvermögen von Lösungen von Natrium-Nitrat von verschiedener Konzentration und bei verschiedenen Temperaturen zu bestimmen. Hierzu wurde dieselbe Untersuchungsmethode angewendet, wie sie schon früher von Miers in den Philos. Transactions 1903. Ser. A. 202 beschrieben worden ist (vgl. dies. Jahrb. 1904. II. -329—333-).

Die Untersuchungen wurden an den Lösungen von Natrium-Nitrat unter verschiedenen Bedingungen ausgeführt, und zwar bei der Kristallisation 1. aus Lösungen im Zustande der Ruhe, 2. aus bewegten Lösungen — die Lösungen wurden während der Abkühlung konstant gerührt, 3. aus heftig bewegten Lösungen, 4. aus Lösungen in verschlossenen Röhren.

Im Anschluß an diese Experimente mit Natrium-Nitrat wurden in gleicher Weise solche mit Natrium-Chlorat, mit Kali-Alaun, Ammoniak-

Alaun, Natrium-Thiosulfat, Ammonium-Oxalat und endlich Natrium-Chlorid angestellt.

Die bei jeder Art von Untersuchung erhaltenen Resultate des Lichtbrechungsvermögens werden graphisch durch Kurven mit den Brechungsindizes als Ordinaten und den Temperaturen als Abszissen dargestellt und an der Hand derselben kritisch betrachtet.

Es ergibt sich nun zunächst, daß während der Abkühlung einer übersättigten Lösung von Natrium-Nitrat während des Kristallisationsprozesses eine mehr oder weniger plötzliche Änderung des Lichtbrechungsvermögens eintritt, die augenscheinlich einer mehr oder weniger plötzlichen Abschwächung der Lösung entspricht. Die Änderung begleitet eine mehr oder weniger plötzliche Ausscheidung von Kristallen oder folgt ihr unmittelbar. Wenn die Lösung im Zustande der Ruhe kristallisiert, erfolgt die Änderung allmählich, wird die Lösung durch Rühren in Bewegung gehalten, so erfolgt die Änderung plötzlich und wird begleitet von einem dichten Schauer von Kristallen.

Die ganze Reihe der Beobachtungen zeigt, daß es zwei Stufen in dem Kristallisationsprozeß gibt. Wenn eine übersättigte Lösung sich abkühlt, so bilden sich kleine Kristalle an der Oberfläche und von diesen fallen einige auf den Boden des Gefäßes. Infolge der Temperaturerniedrigung steigt das Lichtbrechungsvermögen, und seine Verminderung infolge der Kristallausscheidung ist so gering, daß dadurch die durch die Abkühlung bedingte Änderung nicht kompensiert wird. Diese wird als Stufe des langsamen Wachstums bezeichnet.

Plötzlich tritt eine reichliche Kristallausscheidung ein, nicht nur an der Oberfläche und am Boden der Lösung, sondern als Wolke kleiner Kristalle durch die ganze Lösung hindurch. Hierdurch wird die Lösung so stark abgeschwächt, daß die dadurch bedingte Verminderung des Brechungsindex bei weitem größer ist als die durch die Abkühlung erfolgende Erhöhung. Diese ist die Stufe des schnellen Wachstums. Die kleinen Kristalle nehmen schnell an Größe zu und fallen zu Boden, so daß die Lösung wieder klar wird, bald ihren Sättigungszustand erreicht und bei niedrigerer Temperatur einen konstanten Brechungsindex zeigt.

Diese beiden Stufen werden als Ostwald's metastabile und labile Zustände angesehen (vgl. Zeitschr. f. physik. Chemie. 1897. **22**. 302).

Im metastabilen Zustande ist die Lösung nicht hochgradig übersättigt und es können sich nur Kristalle im Kontakt mit festen Kristallen ausscheiden; daher das langsame Wachstum. Beim Übergang in den labilen Zustand ist die Temperatur so erniedrigt, daß die Lösung hochgradrig übersättigt ist und spontane Kristallisation wird durch Bewegung (Rühren) der Lösung hervorgerufen, obschon sie bereits schnell wachsende Kristalle enthält.

Weiter wurden nun Versuche angestellt, um den Brechungsindex bei verschiedenen Temperaturen zu bestimmen von Lösungen von bekannter Konzentration vor Beginn der Kristallisation. Hieraus ließ sich erkennen: 1. die Änderung des Index bedingt durch die Temperatur-

erniedrigung für Lösungen von verschiedener Konzentration und 2. der Brechungsindex für jede gegebene Lösung bei jeder beliebigen Temperatur.

Die Ergebnisse sind in einer Figur graphisch dargestellt mit der prozentischen Zusammensetzung als Ordinaten und den Temperaturen als Abszissen, parallele, fast geradlinige Kurven geben die Brechungsindizes an. Hierdurch ist es möglich, für jede Untersuchung der Temperatur und des Brechungsindex einer Lösung eine Kurve zu konstruieren und daran die jedesmalige Zusammensetzung abzulesen.

In die Figur ist die Löslichkeitskurve für Natrium-Nitrat eingetragen, dazu ferner eine Anzahl von Kurven, die verschiedenen Versuchen entsprechen. Wenn man nun diejenigen Punkte dieser Kurven, welche dem Maximum des Brechungsvermögens einer jeden Lösung entsprechen, miteinander verbindet, so erhält man eine fast gerade Linie, welche der Löslichkeitskurve nahezu parallel verläuft. Diese Linie wird als Überlöslichkeitskurve — „supersolubility curve“ — bezeichnet und sie stellt die Temperatur und Konzentration einer jeden Lösung dar, wenn sie vom metastabilen in den labilen Zustand übergeht.

Wenn die Lösungen statt nur mäßig, jetzt durch Rühren sehr stark in Bewegung gesetzt werden, so wird dadurch zweierlei bewirkt: 1. die Maxima der Brechungsindizes sind nicht so hoch für Lösungen gleicher Konzentration als bei mäßiger Bewegung und 2. die Temperaturen, bei welchen die Maxima erreicht werden, sind höher.

Bei weiteren Versuchen mit Lösungen von Natrium-Nitrat in geschlossenen Röhren ergab sich folgendes Resultat: Bei langsamer Abkühlung kristallisierte die Lösung in allen Fällen in einem Schauer genau bei der Temperatur, bei welcher die Überlöslichkeitskurve erreicht wurde, und es ist auf diese Weise möglich, die Flüssigkeit zum Kristallisieren zu bringen, ehe der labile Zustand erreicht ist. Durch plötzliche Abkühlung aber ist es möglich, die Temperatur weit bis in die labile Region herabzusetzen, ohne daß Kristallisation eintritt.

Gleichartige Versuche wurden ferner mit Lösungen von Natrium-Chlorat, Kali-Alaun, Ammoniak-Alaun, Natrium-Thiosulfat, Ammonium-Oxalat und Natrium-Chlorid vorgenommen.

Zum Schluß werden noch folgende Resultate der Untersuchungen besonders hervorgehoben:

1. Für eine sich abkühlende übersättigte wässerige Lösung von bestimmter Konzentration gibt es eine Temperatur t^0, bei welcher eine plötzliche Verminderung des Lichtbrechungsvermögens eintritt.

2. Diese wird begleitet von einer reichlichen Ausscheidung von Kristallen, oder letztere folgt unmittelbar.

3. Dieselbe Lösung kann, wenn eingeschlossen in einer Röhre, nicht bei einer höheren[1] Temperatur zur Kristallisation gebracht werden, aus-

---

[1] In der Originalarbeit steht „lower temperature“, statt „higher temperature“, ein Druckfehler, auf den mich Verf. brieflich aufmerksam machte. Ref.

genommen durch Inokulation mit einem Kristall des gelösten Salzes (oder einer damit isomorphen Substanz).

4. Gewöhnlich aber kristallisiert die Lösung im geschlossenen Gefäß bei t^0 oder um ein Geringes darunter, wenn sie geschüttelt wird, besonders bei Anwendung von Friktion.

5. Die Zunahme der Kristallisation bei t^0 ist eine Folge des spontanen Wachstums neuer Kristalle neben den schon im Wachstum begriffenen; oder mit anderen Worten, bei t^0 geht die Lösung in den labilen Zustand über. **K. Busz.**

V. Rosicky: Über Wachstumserscheinungen an Kristallen von Kaliumjodid und Kaliumbromid. (Zeitschr. f. Krist. **45**. 1908. p. 392—402. Mit 4 Textfig.)

Verf. bespricht die Literatur über Verzerrungen und beschreibt tetragonal-verzerrte Jodkaliumkristalle, begrenzt von (889), (111) und (332), sowie von (001) und (223). Die Bromkaliumkristalle waren nach einem Flächenpaar dünn tafelförmig ausgebildete Würfel, z. T. nach der Oktaederfläche verzwillingt. Besonders eingehend werden gewundene Kristallgruppen betrachtet und abgebildet, bei denen zahlreiche würfelförmige Individuen, je um einen kleinen Winkel gegeneinander gedreht, mit der Würfelfläche aneinander gewachsen sind. Die Drehung ist bald rechts, bald links; die ganze Erscheinung wird mit der der gewundenen Quarze verglichen. Ähnlich wie diese können auch die Verwachsungen beim Bromkalium durch Vizinalzwillingsbildung erklärt werden und zwar auf verschiedene Weise. Aber es wäre auch möglich, die regelmäßige Drehung der Kristalle in Zusammenhang mit der Struktur der (gyroedrischen) Kristalle zu bringen. Die in beiden enantiomorphen Formen auftretenden Kristalle, die sich durch rechts- resp. linksgewundene Schraubenstruktur auszeichnen, könnten imstande sein, auch die in der Nähe befindlichen Individuen in eine regelmäßige Position zu zwingen. Obwohl die Ätzversuche wegen Kleinheit der entstandenen Figuren keine Entscheidung brachten, gibt Verf. doch der letzteren Erklärung den Vorzug. „Trotzdem scheint mir die Erklärung durch innere, in der Struktur begründete Kristallkräfte am passendsten zu sein. Dieselben wären dann imstande, die Moleküle des anderen Kristalls in eine Art der regelmäßigen Orientierung zu zwingen, welche aber keineswegs durch ein rationales Zwillingsgesetz ausdenkbar sein muß." **Max Bauer.**

G. Wulff: Über die Kristallisation des Kaliumjodids auf dem Glimmer. (Zeitschr. f. Krist. **45**. 1908. p. 335—345. Mit 1 Taf. und 5 Textfig.)

Verf. hat diese Frage, deren prinzipielle Bedeutung er hervorhebt, durch viele neue Versuche und Beobachtungen wieder studiert und gefunden, daß das Kaliumjodid auf der Oberfläche eines frisch gespaltenen

Glimmerplättchens in Würfeln kristallisiert, die mit einer Oktaederfläche auf dem Glimmer festgewachsen sind. Ihre obere dreikantige Ecke wird durch die dem Plättchen parallele Oktaederfläche abgestumpft, sie ist aber von untergeordneter Bedeutung und kann verwachsen. Der Glimmer beeinflußt nur insofern die Form der sich auf ihm ausscheidenden Jodkaliumkristalle, als er die würfelförmigen Individuen zwingt, sich auf der Oktaederfläche zu bilden. Die ältere Literatur ist ausführlich mitgeteilt und besprochen. **Max Bauer.**

T. V. Barker: On the regular growth of soluble salts on each other. (Min. Mag. London 1907. 14. No. 66. p. 235—257.)

Untersucht werden die regulär kristallisierenden Chloride, Bromide, Jodide und Cyanide von Natrium, Kalium, Rubidium, Caesium und Ammonium. Nach ihrem Molekularvolumen zerfallen diese Salze in zwei Gruppen:

A. Na Cl, Na Br, Na J, K Cl, K Br, K J, K C N, Rb Cl, Rb Br, Rb J, Rb C N, Am J, (wahrscheinlich Na C N).

B. Am Cl, Am Br, Cs Cl, Cs Br, Cs J, (wahrscheinlich Cs C N).

In der Gruppe A nimmt das Molekularvolumen mit der Stellung im periodischen System zu, während die Molekularvolumina der Gruppe B aus der Reihe herausfallen. Beide Reihen sind als isodimorph aufzufassen. Bringt man nun einen Spaltwürfel eines der Salze in die gesättigte Lösung eines der anderen, so wächst entweder das zweite Salz in paralleler Stellung auf dem ersten weiter, oder es bilden sich Schichtkristalle, oder endlich das zweite wächst nicht orientiert fort. Es ließ sich feststellen:

1. Die Salze der Gruppe A, ebenso wie die der Gruppe B, wachsen untereinander parallel weiter.

2. Ein Glied der Gruppe A verwächst nicht parallel mit einem Glied der Gruppe B.

3. Schichtkristalle bilden sich, wenn das Molekularvolumen beider Salze nahezu gleich ist.

Ausnahmen von dieser Regel kommen nur bei Salzpaaren mit großen Unterschieden im Molekularvolumen vor.

Das Studium der Parallelverwachsung zweier Substanzen untereinander könnte zur Entscheidung der Frage verwandt werden, ob beide gleiche Kristallstruktur besitzen oder nicht.

Die Symmetrie der obigen Salze entspricht nun nicht in allen Fällen der regulären Holoedrie, doch glaubt Verf., daß Ätzfiguren nicht notwendigerweise die wirkliche Symmetrie aufzudecken brauchen und hält es für nicht ausgeschlossen, daß die wirkliche Symmetrie aller dieser Fälle die gleiche ist, die möglicherweise niedriger ist als die Holoedrie. [Aber gerade für die Beurteilung der Kristallstruktur wird man nicht umhin können, auch diese Verhältnisse zu berücksichtigen. Ref.]

v. Wolff.

H. Copaux: Sur le polymorphisme du chlorate de soude et sur la structure de sa forme cubique douée de pouvoir rotatoire. (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 84—92. 1907.) [Siehe das folgende Ref.]

Von $NaClO_3$ existieren nach Verf. drei Modifikationen: α) rhombisch; man erhält sie durch Lösen von $NaClO_3$ mit einem Zusatz von 5 % $NaNO_3$ in siedendem Alkohol; die Mutterlauge der nach dem Erkalten zunächst entstehenden regulären Kristalle, die in 100 cm^3 ca. 0,45 g Chlorat und 0,25 g Nitrat enthält, gibt beim Verdunsten eines Tropfens u. d. M. Nadeln und rhombische Blättchen mit einem Winkel von ca. 60°, die Verf. mit den von Brauns bei $NaBrO_3$ aus wässerigen Lösungen erhaltenen rhombischen Kristallen vergleicht, die er aber anscheinend chemisch nicht weiter untersucht hat. β) Monokline Rhomben mit einem Winkel von 79° entstehen sehr bald unter Aufzehrung der vorigen aus derselben Mutterlauge; sie sollen mit der rhomboedrischen Modifikation von Mallard und Brauns identisch sein, sind zuweilen verzwillingt nach der Tafelfläche und werden deshalb mit den Kristallen des $KClO_3$ verglichen. γ) Eine zweite rhombische Modifikation entsteht bei Zusatz von Natriumsulfat oder Natriumperchlorat: ihre Kristalle erscheinen z. T. wie Tetraeder mit Würfel, z. T. wie Würfel allein, enthalten nur unwägbare Spuren des Sulfates und verhalten sich optisch wie die von Brauns beschriebenen Mischkristalle von $NaClO_3$ und $NaBrO_3$. Da sie schwach doppelbrechend und schwerer löslich sind als α und β, sollen durch ihre Gruppierung die regulären zirkularpolarisierenden Kristalle zustande kommen. **O. Mügge.**

H. Copaux: Sur la structure de la forme cubique du chlorate de soude douée du pouvoir rotatoire. (Compt. rend. **144**. p. 508. 1907.) [Siehe das vorhergehende Ref.]

$NaClO_3$ ist nach Verf. trimorph: α) rhombisch und isomorph mit KNO_3 und β) monoklin und isomorph mit $KClO_3$, sind sehr unbeständig und entstehen beim Verdunsten eines Tropfens der alkoholischen Lösung; γ) rhombisch und pseudoregulär, entsteht bei der Kristallisation in Gegenwart von 10 % Na_2SO_4 oder 50 % $NaClO_4$. Aus einer warmen wässerigen Lösung von 40 % $NaClO_3$, 40 % $NaClO_4$ und 20 % $NaNO_3$ erhielt Verf. zuweilen regelmäßige dreistrahlige Sterne, die sich aus sechs Individuen von ähnlicher Doppelbrechung wie γ aufbauen. Da ihre Umrisse Winkel von 45° und 60° aufweisen, welche allein mit der Mallard'schen Hypothese vom Aufbau zirkularpolarisierender Kristalle nach Art der Reusch'schen Glimmerkombinationen verträglich sein sollen, wird geschlossen, daß das reguläre $NaClO_3$ in der Tat einem solchen Aufbau aus Individuen der Modifikation γ seine Zirkularpolarisation verdankt. **O. Mügge.**

F. Wallerant: Sur les transformations polymorphiques des mélanges isomorphes de trois corps. (Compt. rend. **144**. p. 1373. 1907.)

Die Schmelzen der Nitrate von Am, Tl, Cs geben bei der Erstarrung zunächst unbeschränkt mischbare reguläre Kristalle, diese erfahren bei weiterer Abkühlung „im allgemeinen“ eine Umwandlung in rhomboedrische, pseudoreguläre. In den Tl-reichsten entstehen daraus von 80° an rhombische, in den Am-reichsten zunächst tetragonale, dann monokline, dann rhombische Kristalle; nur zwischen Tl und Cs scheint auch in der Form der pseudoregulären rhomboedrischen Kristalle vollkommene Mischbarkeit zu bestehen. Genauere Angaben über den Grad der Mischbarkeit von Am mit den beiden anderen in den verschiedenen Modifikationen fehlen aber, ebenso scheint nicht ermittelt, zu welchen der Roozeboom'schen Umwandlungstypen die binären Mischungen gehören, auch gibt die graphische Darstellung nur die Erstarrungs-, nicht auch die Schmelzlinien an, die thermische Analyse scheint also nur sehr unvollständig zu sein.

O. Mügge.

Einzelne Mineralien.

N. Fukuchi: Occurrences of Sulphur in Japan. (Beitr. z. Min von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 127—129.)

Schwefel findet sich in Japan in verschiedener Weise: 1. als Sublimationsprodukt in verschiedenen Vulkanen, derb und in Kristallen. Dies ist das technisch wichtigste Vorkommen. 2. Imprägnationen von Gesteinen durch schwefelhaltige Dämpfe in Solfataren, wobei einzelne Mineralien oder auch fast das ganze Gestein durch Schwefel ersetzt werden können. Ein besonders bekanntes Vorkommen dieser Art ist das der Schwefelgrube von Yonago in der Provinz Shinano, wo sich auch ziemlich große Kristalle finden. Auch die Kriställchen der Kosaka-Kupfergrube gehören wohl hierher. 3. Ablagerungen auf dem Boden von Kraterseen, aus dem sich schwefelhaltige Dämpfe entwickeln. Hierher sind wohl auch die bräunlichgrauen und graulichgelben tertiären Schwefellager des Bezirks von Kobui und andere zu zählen. 4. In manchen heftig tätigen Solfataren kommt der Schwefel auch geschmolzen vor, so z. B. in dem Heißwassersee von Ponto auf der Insel Kunashiri der Chishima-Gruppe. Manchmal fließt geschmolzener Schwefel wie ein Lavastrom aus gewissen Kratern, z. B. aus den Vulkanen Tsurugisan und Kiritomedaira. Er bildet dann eine dunkelgraue Grundmasse mit eingewachsenen glänzend gelben tafelförmigen Kristallen. Bei Eruptionen wird dann solcher geschmolzener Schwefel in Form von Körnern ausgeworfen, z. B. 1897 von dem Vulkan Shirane, Prov. Kozuke. 5. In Heißwasserseen mit geschmolzenem Schwefel bilden sich manchmal hohle Kugeln und kleine flache Scheiben von Schwefel, z. B. in dem oben erwähnten See von Ponto. Die schmutziggrauen Kugeln sind bis 5 mm im Durchmesser; sie liegen z. T. am Ufer, meist aber auf dem Boden des

Sees. Die Gebilde von Shirane sind ebenso groß, aber feigenförmig und finden sich an der Oberfläche des Wassers und am Ufer. Es soll von Dampfblasen in die Höhe gerissener geschmolzener Schwefel sein. Die konkavkonvexen Scheiben von 1—3 mm Durchmesser sind grau, aber fast reiner Schwefel. Sie sind besonders schön im Vulkan von Shirane. Auch sie sollen aus Schwefeldampfblasen entstanden sein. **Max Bauer.**

G. F. Kunz: Diamonds in Arkansas. (Trans. Amer. Inst. Min. Engrs. N. Y. Meeting Febr. 1908. p. 187—194.)

G. F. Kunz and H. S. Washington: Note on the forms of Arkansas diamonds. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 275—276. 1907.)

Im Peridotit von Murfreesboro, Pike Co., Arkansas, wurden im Sommer 1906 Diamanten gefunden. Gewöhnlich waren es gestörte Hexakisoktaeder mit runden Flächen. Es scheinen mehrere Formen dieses Typus vorzukommen; gelegentlich handelt es sich um Vizinalbildungen zum Oktaeder. Ziemlich häufig sind linsenförmige, trigonal umrandete Zwillinge. Regelmäßige Oktaeder kommen auch vor. Würfel sind nicht gefunden. Unter den bislang untersuchten 140 Exemplaren sind vollständig farblose häufig. Andere sind braun, auch gelb, einige grau, eine Anzahl ist fast schwarz. Der größte Diamant der in Rede stehenden Fundstätte wiegt 6,5 Karat. Das Durchschnittsgewicht ist etwa 1 Karat. Einschlüsse (besonders in den grauen Exemplaren) sind meist Hämatit.

Die Diamanten wurden lose auf der Oberfläche, wenige im Waschgut des verwitterten Peridotits gefunden, einer im Peridotit selbst (vergl. dies. Band p. -31-). **F. Rinne.**

A. Lacroix: Sur l'existence du fluorure de sodium cristallisé comme élément des syénites néphéliniques des îles de Los. (Compt. rend. **146**. p. 213. 1908.)

In dem Nephelinsyenit von Ruma, einer der Los-Inseln, wurde ein karminrotes, pseudoreguläres, wahrscheinlich tetragonales Mineral aufgefunden; Blättchen nach der vollkommensten Spaltfläche sind nicht pleochroitisch und im parallelen Licht isotrop, Spaltblättchen nach zwei anderen zur ersten und zueinander senkrechten Flächen sind karminrot für Schwingungen parallel der Trace der ersten Spaltfläche, goldgelb für Schwingungen senkrecht dazu, dabei sehr schwach doppelbrechend, anscheinend negativ. Brechungsindex sehr niedrig, 1,328 für Na. Spröd, Härte geringer als Kalkspat, Dichte 2,79. Nach der qualitativen Prüfung liegt Na F vor, das aus der warmen wässerigen Lösung in isotropen regulären Würfeln und Oktaedern kristallisiert. Das natürliche Na F bildet anscheinend eine von dem künstlichen verschiedene Modifikation des Na F, für welche nach dem Sammler der Name Villiaumit vorgeschlagen wird. Aus 1 kg Gestein wurden mit heißem Wasser $3\frac{1}{2}$ g Salze, vorwiegend Na F, daneben auch Na Cl ausgezogen; von anderen F-haltigen Mineralen enthält

das Gestein noch Fluorit und Låvenit. Da die Gesteine durchaus frisch sind und der Villiaumit ophitisch mit Feldspat verwachsen, auch gern mit Arfvedsonit und frischem Låvenit vergesellschaftet ist, hält Verf. den Villiaumit für einen wesentlichen und primären Gemengteil, für den letzten Zeugen der Tätigkeit energischer Mineralisatoren, durch dessen leichte Vergänglichkeit die miarolithischen Hohlräume der Gesteine bedingt sind.

O. Mügge.

A. Lacroix: Sur les minéraux des fumerolles de la récente éruption de l'Etna et sur l'existence de l'acide borique dans les fumerolles actuelles du Vésuve. (Compt. rend. **147**. p. 162. 1908).

Die Fumarolentätigkeit war bei der letzten Ätnaeruption sehr schwach, indessen sind, weil keine Regenfälle eintraten, alle ihre Produkte erhalten geblieben. Na Cl mit wenig K Cl und Spuren von Alkali-Carbonaten und -Sulfaten fanden sich nur an den Rändern der Eruptionsöffnungen selbst, anscheinend nur aus der glühenden, nicht mehr aus der auf einige hundert Grad abgekühlten Lava gebildet, der zugleich andere Fumarolen ganz fehlten. Chlorwasserstoff-Fumarolen (Maximaltemperatur ca. 412°) waren sehr reichlich in der Umgebung der Auswurfsöffnungen, diese waren von großen Mengen von Kremersit $FeCl_3 . 2NH_4Cl . H_2O$ ausgekleidet. Der Kremersit ist rhombisch, isomorph und zuweilen auch etwas vermischt mit Erythrosiderit. Die Salmiakfumarolen auf den Lavaströmen (Temperatur meist etwa 100°, nicht über 200°) waren frei von Schwefel, führten aber etwas durch kohlensaures Ammon alkalisches Wasser. Ihr Salmiak ({112}, selten {001}) enthält zuweilen merkliche Mengen von Fluor (wahrscheinlich als Alkalifluosilikat), das hier zum ersten Male am Ätna beobachtet ist. Organischer Ursprung des Salmiaks scheint übrigens in diesen völlig vegetationslosen Regionen ausgeschlossen.

Am Vesuv waren am N.W.-Abhang bis zum Kraterrand hinauf noch einige Fumarolen in Tätigkeit, welche K Cl, Na Cl, Cotunnit und Tenorit lieferten, außerdem aber wurde in benachbarten, schon stärker abgekühlten Chlorwasserstoff-Fumarolen die seit 1817 am Vesuv nicht mehr beobachtete Borsäure gefunden, deren Anwesenheit nahe der Oberfläche angesichts der weitgehenden Metamorphose der vulkanischen Tuffe von besonderem Interesse ist.

O. Mügge.

F. Rinne: Über die Umformung von Carnallit unter allseitigem Druck in Vergleich mit Steinsalz, Sylvin und Kalkspat. (Festschrift zum siebzigsten Geburtstag von Adolf v. Koenen. 1907. p. 369–376. Mit 2 Taf.)

Verf. hat in dem Salzbergwerk Salzdethfurt eine sehr weitgehende Faltung einer dünnen Salzlage im farblosen Carnallit beobachtet, bei der der Zusammenschub der ca. $\frac{1}{2}$–$2\frac{1}{2}$ m ausholenden Schicht im Durchschnitt 6 : 1 betrug, so daß bei Ausbreitung der gefalteten Salzlage sie

anstatt je 5 m 30 m überdecken würde. Trotzdem ist der innere Zusammenhalt der Schicht meist gut bewahrt, doch sind an einzelnen Stellen auch Zerreissungen vorgekommen. In die Löcher der zerrissenen Steinsalzlage ist Carnallit eingedrungen. Das Verhalten von Steinsalz und Sylvin unter hohem Druck hat Verf. schon früher untersucht (dies. Jahrb. 1904. I. 114; vergl. auch Loewinson-Lessing, dies. Jahrb. 1906. II. -82-). Er hat in Ergänzung der damaligen Beobachtungen nun längere Steinsalzspaltstücke in langen Kupferhülsen gestaucht und gefunden, daß sie sehr gut eine Biegung oder Drillung vertragen, ohne daß bedeutende Brüche eintreten. Der Carnallit in dem untersuchten Profil zeigt keine Schichtung und läßt daher die erlittene Faltung nicht ebenso erkennen wie die dünne eingelagerte und anders gefärbte Steinsalzschnur. Er wurde daher in ähnlicher Weise untersucht wie das Steinsalz; Würfel, Platten und Zylinder wurden in Kupferhülsen unter allseitiger Umschließung (durch Paraffin) in der Amsler'schen Presse starken Drucken ausgesetzt (7000—10000 kg). Die Deformierung geschah unter Knistern, aber die Masse war trotzdem noch stark zusammenhaltend und zerbrach nicht beim Herabfallen vom Tisch auf den Holzfußboden, wenn auch an einzelnen Stücken deutliche Risse zu sehen waren. Dünnschliffe zeigen, daß unter Trübung der ursprünglich durchsichtigen und klaren Substanz zahlreiche Zwillingslamellen hindurchsetzen wie beim Kalkspat, den Verf. ebenfalls untersucht hat (dies. Jahrb. 1903. I. 103). Die Zwillingsfläche bleibt noch festzustellen. Der Zusammenhang der Teilchen eines Kristalls ist auch beim Carnallit zuweilen gelöst und es hat eine schwache Verschiebung der kleinen Schollen gegeneinander stattgefunden. Ganz dasselbe Verhalten zeigen die Carnallite der lagegestörten Salzlagen, auch wenn äußerlich eine Biegung und Faltung nicht zu erkennen war. Daß im vorliegenden Fall der Carnallit noch klar und durchsichtig war, wird auf die langsame Wirkung des Gebirgsdrucks zurückgeführt, und darauf aufmerksam gemacht, daß der Unterschied zwischen dem vollkommen plastischen Steinsalz und Sylvin und dem halbplastischen Carnallit und Kalkspat in dieser Hinsicht kein scharfer ist. Zum Schluß wird auf die Wichtigkeit der Plastizität der Salze auch in bergbaulicher Beziehung hingewiesen. **Max Bauer.**

Fr. Slavik: Über die Mineralien von Kostajnik in Serbien. (Anzeiger des IV. Kongr. böhm. Naturf. u. Ärzte. p. 429. Prag 1908. Böhmisch.)

Von Kostajnik in Westserbien erhielt das Böhmische Museum eine prächtige Antimonitkristallgruppe, deren Kristalle der Größe nach den japanischen nicht nachstehen, oberflächlich aber zu Stiblith und Schwefel umgewandelt sind. Der letztere bildet teils einfache Pyramiden, teils winzige, dem großen Flächenreichtum gemäß fast kugelig aussehende Kriställchen, an denen Verf. im ganzen 25 durchweg schon bekannte Formen nachgewiesen hat. **Fr. Slavik.**

A. Hutchinson: The optical characters of Antimonite. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 199—203.)

Antimonglanz ist in dünnen Platten und Prismen für Licht von großer Wellenlänge (zwischen 750—850) durchlässig. An zwei orientierten Prismen von japanischem Antimonglanz wurden für die Linie A im Sonnenspektrum und für eine Linie Z, die noch jenseits A liegt und die Wellenlänge 823 besitzt, folgende optische Konstanten bestimmt:

Für A (Wellenlänge 760) $\alpha = 3{,}194$, $\beta = 4{,}046 \pm 0{,}01$, $\gamma = 4{,}303 \pm 0{,}01$, $2\,V = 25^0\,45'$.

Für Z (Wellenlänge 823) $\beta = 3{,}919$, $\gamma = 4{,}193$.

Ebene der optischen Achsen a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), I. Mittellinie senkrecht c = 0P (001). Doppelbrechung stark, von negativem Charakter. Dispersion sehr groß:

$$\beta_A - \beta_Z = 0{,}127, \qquad \gamma_A - \gamma_Z = 0{,}110.$$

v. Wolff.

K. Tsujimoto: Covelline from the Kosaka mine, Rikuchu province. (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 121. 122.)

Tiefblaue hexagonale, elastische, selten über 3 mm große und 0,1 mm dicke Schuppen, mit etwas Tenorit gemengt, finden sich mit Kristallen von Schwefelkies und anderen Sulfiden, sowie von Schwerspat und Quarz auf Hohlräumen des aus Schwefelverbindungen des Eisens, Bleis, Zinks etc. bestehenden Erzes oder in einzelnen Individuen und Kristallgruppen auf Klüften toniger Knollen. Die Analyse ergab:

61,8500 Cu, 0,0037 Ag, 33,7000 S; Sa. 95,5537.

Das Mineral ist also Covellin und nicht Tenorit, wie früher vermutet worden war.

Max Bauer.

W. F. Hillebrand: The vanadium sulphide, Patronite, and its mineral associates from Minasragra, Peru. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 141—151. 1907.)

In geologischer Hinsicht kennzeichnet sich die in Rede stehende Örtlichkeit als ein Gebiet aufgerichteter Kreideschichten (Schiefer, Sandsteine, Kalksteine) mit Eruptivgesteinsgängen. Am Vanadinvorkommen sind letztere besonders reichlich vertreten. Die vanadinführende Masse hat Gangform, und zwar stellt sie im hangenden Teil ein schwarzgrünliches, an 8 Fuß starkes Erz dar, an das sich eine 8 Zoll bis 2 Fuß dicke Lage kohliger, koksartiger Materie und weiterhin eine 4—6 Fuß starke Zone schließt, die von früheren Beobachtern als Asphalt angesprochen wurde.

Quisqueit. Dieser Name (nach einer dem Vorkommen nahen Ansiedlung) wurde dem äußerlich asphaltähnlichen Material gegeben. Spröde. G. = 1,75. H. = 2,5. Unschmelzbar. Schwefelkohlenstoff entzieht viel Schwefel. Die Asche ist vanadinhaltig. Sublimation von Schwefel beim

Erhitzen im geschlossenen Röhrchen, später entweicht Schwefelwasserstoff. Oxydation beim langen Kochen mit starker Salpetersäure. S in CS_2 löslich 15,44, S gebunden 31,17, C 42,81, H 0,91, N 0,47, O (aus Differenz) 5,39, Feuchte bei 105° 3,01, Asche 0,80; Sa. 100,00. Die Asche ergab: SiO_2 0,04, Al_2O_3 0,08, Fe_2O_3 0,10, NiO 0,06, V_2O_5 0,52.

Das koksartige Material. H. = 4,5. Etwas blasig, zeigt kleine Kontraktionsrisse mit pechartigen Säumen oder Füllungen. Außerordentlich feinkörnig. Etwas muscheliger Bruch. Im geschlossenen Röhrchen sublimiert Schwefel, dann folgt Schwefelwasserstoff. S löslich in CS_2 0,64, S gebunden 5,36, C 86,83, H 0,25, N 0,51, O (aus Differenz) 4,64, Feuchte —, Asche 1,97. Die Asche ist vanadiumreich.

Das Vanadiumerz. Es handelt sich um ein Gemenge, das zu etwa zwei Drittel aus Vanadiumsulfid besteht. S 58,79 (4,5 frei), V 19,53, Mo 0,18, Fe 2,92, Ni 1,87, C 3,47, SiO_2 6,88, TiO_2 1,53, Al_2O_3 (P_2O_5) 2,00, Fe_2O_3 0,20, MnO Spur, Alkali 0,10 (?), H_2O 1,90. Die Auszüge von Schwefel durch CS_2 lieferten nacheinander am selben Stück verschiedene Ergebnisse (4,5—7 %); es scheint also allmählich Schwefel frei zu werden. Auch die Bestimmungen des in Wasser löslichen Extrakts wechselten bezüglich des Verhältnisses von V und SO_4. Nach Entfernung des freien Schwefels und des Wasserauszuges ergaben die Bestimmungen von S und V die Werte S 44,74—47,74 und V 18,46—19,16. Verhältnis V : S ca. 1 : 4. Die Formel des vorliegenden, Patronit genannten Sulfids, ist nach allem noch nicht sicher gestellt.

Beachtenswert ist der Nickelgehalt des Erzgemisches. Er ist auf einen nickelreichen Eisenkies zurückzuführen. Farbe etwas weißer als bei Pyrit. Der Kies wird vom Elektromagneten angezogen. G (jedoch von unreinem Material) 4,3. Im geschlossenen Röhrchen erhitzt liefert das Mineral viel Schwefel. Unlöslich in Salzsäure, leicht angreifbar durch Salpetersäure unter vollständiger Oxydation von Eisen, Nickel und Schwefel. Die Analysen ergaben folgendes im Mittel: S 45,06, Fe 25,28, Ni 15,70, Co Spur, V 4,31, Mo 0,09, C 0,47, H_2O 1,38, TiO_2 0,93, SiO_2 1,93, Al_2O_3 (mit etwas P_2O_5) 2,45; Sa. 97,70.

Sieht man vom Vanadium ab, so kommt man auf die Formel: $(Fe, Ni)S_2$ mit Fe : Ni = 1,70 : 1, also nahe 5 : 3. Ein derart nickelreicher Eisenkies war bislang nicht bekannt. Verf. nennt ihn Bravoit nach Senor José J. Bravo, dem peruanischen Erforscher des Vanadinvorkommens von Minasragra. **F. Rinne.**

R. Köchlin: Über Pyrit von Rudobanya. (Min.-petr. Mitt. 25. 1907. p. 527—531. Mit 2 Textfig.)

Es sind 0,8 cm große, braune Pseudomorphosen in einer violettbraunen, jaspisartigen Grundmasse. Beobachtete Formen:

$$c = (100),\ e = \pi(012) \text{ und } \pi(102),\ d = (110),\ q = (112).$$

Der Würfel ist stets vollflächig, von den anderen Formen ist nur der 4. Teil der Flächen vorhanden, aber nicht der Tetartoedrie ent-

sprechend. Es sind Zwillinge nach einer Dodekaederfläche, jedoch nicht mit Penetration wie bei den Zwillingen des eisernen Kreuzes, sondern mit Juxtaposition und Verwachsung nach einer Oktaederfläche. Zu erklären ist die sonderbare Form durch vermehrtes Wachstum längs der Zwillingsgrenze. **Max Bauer.**

Sokichi Ko: Cristallisation of the Pyrite from Sagi (Izumo province). (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 110—114. Mit 3 Textfig.)

Kupferkiesgänge durchsetzen Andesit, Andesittuffe und Tonschiefer. Darin finden sich auch viele schön ausgebildete Schwefelkieskristalle, bis 4 cm groß, an denen schon früher nach Wada folgende Formen bestimmt worden sind:

$$0,\ \infty 0,\ \infty 0\infty,\ 202,\ \left[\frac{\infty 02}{2}\right],\ \left[\frac{\infty 0\frac{7}{6}}{2}\right],\ \left[\frac{30\frac{3}{2}}{2}\right] \text{ und } \left[\frac{402}{2}\right].$$

Verf. fand noch

$$\left[\frac{\infty 04}{2}\right],\ \left[\infty 0\tfrac{3}{2}\right],\ \left[\frac{80\frac{8}{5}}{2}\right] \text{ und } 20.$$

Abgebildet wird eine Kombination:

$$\infty 0\infty\,.\,\infty 0\,.\,0\,.\left[\frac{\infty 02}{2}\right].\left[\frac{402}{2}\right],$$

die zu den häufigsten von dort gehört.

Wada erwähnt schon einen oktaedrischen und würfeligen Typus, doch finden sich auch Pyritoeder und Ikosaeder. Würfelflächen mit je vier Oktaederflächen oben und unten geben einen tetragonalen Typus, je einmal wurde $\infty 0$ als herrschende Form und 202 gefunden. Zwischen den glänzenden Flächen des Pyrits und dem umgebenden Kupferkies pflegt ein enger Zwischenraum zu sein. Auf $\infty 0\infty$ sind flache Hügel, $\left[\frac{\infty 02}{2}\right]$, $\infty 0$, 0 etc. zeigen oszillatorische Streifung, 0 tiefe dreiseitige Vertiefungen und $\left[\frac{\infty 02}{2}\right]$ und 0 eigentümliche krumme Linien. Der Flächencharakter wird eingehend geschildert und z. T. durch Abbildungen erläutert. Er ist teilweise durch Ätzung hervorgebracht und folgt überall der Symmetrie der Flächen. **Max Bauer.**

K. Vrba: Beitrag zur Morphologie des Sylvanits. (Földtani Közlöny. 1904. **34**. p. 311. Deutsche Übersetzung des böhmischen Originals in den Sitz.-Ber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1894. No. 47.)

Eine Nagyager Erzstufe, welche die Sukzession Hornstein—Quarz—Sphalerit—Bournonit und Tetraedrit—Sylvanit zeigt, lieferte vom letzteren Mineral einen sehr flächenreichen Kristall, eine Kombination von 28 einfachen Formen:

a (100), b (010), c (001), R (120), e (110), *L (320), f (210), g (310), *U (610), Z (710), m (101), M ($\bar{1}$01), *E (102), n (201), N ($\bar{2}$01), *G ($\bar{3}$02), d (011), r (111), ϱ ($\bar{1}$11), s (121), σ ($\bar{1}$21), l (211), *T ($\bar{3}$12), i (321), I ($\bar{3}$21), *η (5$\bar{2}$3), *ε (5$\bar{4}$3), Y ($\bar{1}$23).

Die mit * bezeichneten Formen: L (320), U (610), E (102), G ($\bar{3}$02), η (5$\bar{2}$3) und ε (5$\bar{4}$3) sind für den Sylvanit neu; von ihnen ist nachher (1905) E von Moses an den Kristallen von Cripple Creek gefunden und als H bezeichnet worden (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -158-). **Fr. Slavik.**

L. J. Spencer: Note on Feather-ore: identity of Domingite (= „Warrenite“) with Jamesonite. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 207—210.)

Die Formel $2\,PbS\,.\,Sb_2S_3$, die gewöhnlich für den Jamesonit angegeben wird, gilt nicht für diesen, sondern für das Federerz von Wolfsberg a. H. (= Wolfsbergit, Huot 1841, und Plumosit, Haidinger 1845). $3\,Pb\,.\,2\,Sb_2S_3$, von Rose zuerst dem Jamesonit von Cornwall zugeschrieben, kommt den Mineralen „Domingit“ (Groth 1889) und „Warrenit“ (Eakins 1890) zu. Es ist also Domingit = Warrenit mit dem Jamesonit zu vereinigen, da er nicht nur in der chemischen Zusammensetzung mit ihm übereinstimmt, sondern, wie eine Stufe des britischen Museum von der Domingo Mine, Elk Mountain, Gunnison Co., Colorado, erweist, in feinen, zerbrechlichen und nicht biegsamen Nädelchen kristallisiert.

Man kann biegsames und zerbrechliches Federerz unterscheiden. Ersteres kann Zinckenit, Plumosit, Boulangerit oder Meneghinit sein, letzteres nur Jamesonit, wegen dessen guter Spaltbarkeit nach der Basis. Es sind in der dimorphen Gruppe der Bleisulfoantimonite zu unterscheiden:

Rhombisch		Monoklin	
Zinckenit	$PbS\,.\,Sb_2S_3$	Plagionit	$5\,PbS\,.\,4\,Sb_2S_3$
Jamesonit	$7\,(Pb,Fe)S\,.\,4\,Sb_2S_3$	Heteromorphit	$7\,PbS\,.\,4\,Sb_2S_3$
Plumosit	$2\,PbS\,.\,Sb_2S_3$	Semseyit	$9\,PbS\,.\,4\,Sb_2S_3$.
Boulangerit	$5\,PbS\,.\,Sb_2S_3$		
Meneghinit	$4\,PbS\,.\,Sb_2S_3$.		

Die Formel des Jamesonit ist aus einer Analyse an bolivianischem Material hergeleitet (vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -336-). **v. Wolff.**

W. E. Ford: Stephanite crystals from Arizpe, Sonora, Mexico. (Amer. Journ. of Sc. **25**. p. 244—248. 1908. Daraus: Zeitschr. f. Krist. **45**. 1908. p. 321—325.)

Fundort: J. Pedrazzini-Grube; in einem schmalen, aber reichen Silbererzgang, mit Polybasit, Silberglanz, Rotgültigerz, gediegen Silber. Die Kristalle zeigen zwei Typen; z. T. sind es sehr große Exemplare mit einfachen Formen, anderseits kleine, kristallographisch vielfach modifizierte Individuen; letztere sitzen auf der Rückseite und in Hohlräumen der zwei

untersuchten Stufen. Die großen Kristalle stellen c (001) mit m (110) und b (010) in Gestalt 1—1½ cm dicker Platten vor; an den kleinen Individuen wurden beobachtet: b (010), c (001), i_1 (190), λ (310), m (110), d (021), q (114), h (112), P (111), ω (134), υ (132), T (142). Zuweilen Zwillinge nach m (110). Mittel zweier Analysen: S 16,33, Sb 15,30, Ag 68,36; Sa. 99,99. Die Formel $5\,Ag_2S\,.\,Sb_2S_3$ verlangt: S 16,23, Sb 15,25, Ag 68,47.

F. Rinne.

G. F. Herbert Smith: Red silver minerals from the Binnental, Switzerland. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 67. p. 283—307.)

Es werden folgende Silbermineralien aus dem Dolomit des Binnentals untersucht:

1. Hutchinsonit.

Kristallsystem: Rhombisch. $\breve{a} : \bar{b} : \dot{c} = 1{,}6343 : 1 : 0{,}7549$. Kristalle prismatisch entwickelt mit den Formen: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\breve{\infty}$ (010), c = 0P (001), m = ∞P (110), f = $\infty P\breve{2}$ (120), h = $\infty P\frac{\breve{4}}{3}$ (340), g = $\infty P\breve{4}$ (140) zuweilen groß entwickelt, i = $\infty P\frac{\bar{5}}{4}$ (540), k = $\infty P\frac{\bar{3}}{2}$ (320), d = $P\bar{\infty}$ (101), u = $2P\bar{\infty}$ (201), v = $3P\bar{\infty}$ (301), p = P (111). q = $\frac{3}{2}P\frac{\bar{3}}{2}$ (322), o = $2P\bar{2}$ (211), t = $2P\frac{\breve{4}}{3}$ (342), n = $2P\breve{2}$ (121), r = $P\breve{2}$ (122), im ganzen 42 Formen.

Gute Spaltbarkeit nach a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), muscheliger Bruch, spröde, H. 1½—2, spez. Gew. 4,6, Diamantglanz, Farbe und Strich scharlachrot bis tief kirschrot, durchsichtig bis durchscheinend. Optische Achsenebene // a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), 1. Mittellinie $\perp$ b = $\infty P\breve{\infty}$ (010), Doppelbrechung stark von negativem Charakter, Pleochroismus schwach.

Für die Linie

C $\alpha = 3{,}063$, $\beta = 2{,}779$, $\gamma = 3{,}073$, $2V = 19^0\,44'$
D $\alpha = 3{,}176$, $\beta = 3{,}078$, $\gamma = 3{,}188$, $37\ 34$

Chemische Zusammensetzung:

	Ag	Tl	Pb	Cu	Fe	As	Sb	S	Sa.
I.	9	25	12½	—	—	30,5	—	26	103
II.	2	18	16	3	0,5	29,5	2	26,5	97,5

als $(Tl, Ag\,Cu)_2S\,.\,As_2S_3 + PbS\,.\,As_2S_3$ zu deuten.

2. Smithit.

Kristallsystem: Monoklin. $\grave{a} : \bar{b} : \dot{c} = 2{,}2206 : 1 : 1{,}9570$; $\beta = 101^0\,12'$. Kristalle von hexagonalem Habitus, tafelförmig, zuweilen verzerrt. Die wichtigsten Formen sind: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), e = $-P\bar{\infty}$ (101), c = 0P (001), d = $+P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), q = $2P\bar{2}$ (211), p = $-P$ (111), P = $+P$ ($\bar{1}11$), Q = $+2P\bar{2}$ ($\bar{2}11$), h = $\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102), r = $-3P\bar{3}$ (311), R = $+3P\bar{3}$ ($\bar{3}11$), l = $\infty P\frac{\bar{3}}{2}$ (320), zuweilen verhältnismäßig breit vorhanden, im ganzen 57 Formen.

Spaltbarkeit // a = $\infty P\bar{\infty}$ (100) höchst vollkommen, Bruch muschelig, spröd, H. 1,5—2, spez. Gew. 4,88, Diamantglanz, Farbe und Strich schar-

lachrot, übergehend in orangerot bei Belichtung, durchsichtig. Achsenebene $// b = \infty P\bar{\infty}$ (010), die I. Mittellinie neigt $6\frac{1}{2}^0$ (Na) und 4^0 (Li) zur Normale zu $a = \infty P\bar{\infty}$ (100) im stumpfen Winkel (100) : (00$\bar{1}$).

$2E$ = ca. 65^0. Doppelbrechung negativ und recht stark, Pleochroismus schwach, mittleres Brechungsvermögen etwa 3,27.

Die chemische Analyse ergab: Ag 43,9, As 28,9, Sb 0,4, S 26,0; Sa. 99,2. Zu deuten als $Ag_2S . As_2S_3 = AgAsS_2$.

3. Trechmannit.

Kristallsystem: Rhomboedrisch, tetartoedrisch. a : c = 1 : 0,6530. Kristalle prismatisch, oft unregelmäßig entwickelt, vereinzelt korrodiert. 30 Formen wurden beobachtet, darunter am wichtigsten: c = 0R (0001), m = ∞R (10$\bar{1}$0), a = ∞P2 (11$\bar{2}$0), r = +R (10$\bar{1}$1), e = $-\frac{1}{2}$R (01$\bar{1}$2), s = $-$2R (02$\bar{2}$1), p = $\frac{\frac{2}{3}P2}{2}$ (11$\bar{2}$3) r. u. l., v = $\frac{R3}{2}$ (21$\bar{3}$1) r. u. l., x = $\frac{-2R2}{2}$ (13$\bar{4}$1) r., z = $\frac{-2R3}{2}$ (24$\bar{6}$1) r., n = $\frac{-R\frac{5}{3}}{2}$ (14$\bar{5}$3) r.

Spaltbarkeit gut // r = R (10$\bar{1}$1), // c = 0R (0001) deutlich, Bruch muschelig, spröd, H. = 1,5—2, Diamantglanz. Farbe und Strich scharlachrot, durchsichtig bis durchscheinend, Doppelbrechung stark, negativ. Pleochroismus schwach. Chemische Zusammensetzung wahrscheinlich Silbersulphoarsenit. **v. Wolff.**

A. Hutchinson: The chemical composition of Lengenbachite. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 204—206.)

Die chemische Analyse des Lengenbachits aus dem Dolomit des Binnentals ergab: Pb 57,89, Ag 5,64, Cu 2,36, Fe 0,17, As 13,46, Sb 0,77, S 19,33; Sa. 99,62; spez. Gew. 5,85, und führt zu der Formel: $Pb_7As_4S_{13}$ oder $7PbS . 2As_2S_3$. Es läßt sich folgende Reihe aufstellen:

$PbS . As_2S_3$	Sartorit	$2PbS : As_2S_3$	Dufrenoysit
$5PbS . 4As_2S_3$	Liveingit	$3PbS : As_2S_3$	Guitermanit
$4PbS . 3As_2S_3$	Baumhauerit	$7PbS : 2As_2S_3$	Lengenbachit
$3PbS . 2As_2S_3$	Rathit	$4PbS : As_2S_3$	Jordanit.

v. Wolff.

Ch. O. Trechmann: Crystallography of Sartorite from Binnental. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 66. p. 212—229. Mit 1 Taf.; Zeitschr. f. Krist. **43**. 1907. p. 548—563. Mit 1 Taf.)

An flächenreichen Kristallen des Sartorit oder Skleroklas aus dem Dolomit von Lengenbach, Binnental, ließen sich 87 Formen beobachten, 3 Pinakoide, 17 Prismen, 6 Klinodomen, 19 positive, 7 negative Hemiorthodomen, 16 positive und 19 negative Hemipyramiden, die mit ihren Symbolen und Winkeln in Tabellen zusammengestellt sind. Das Kristallsystem ist monoklin.

$$\dot{a} : \bar{b} : \dot{c} = 1{,}27552 : 1 : 1{,}19487. \quad \beta = 77^0\,48'.$$

Es können nur die wichtigeren Flächen aufgezählt werden. Alle anderen und weitere Einzelheiten dieser Monographie sind im Original nachzulesen:

a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\grave{\infty}$ (010), c = 0P (001), $\frac{9}{2}\bar{f} = \infty P\frac{9}{2}$ (920), $4\bar{f} = \infty P\bar{4}$ (410), $\frac{5}{2}\bar{f} = \infty P\frac{5}{2}$ (520), $2\bar{f} = \infty P\bar{2}$ (210), $\frac{11}{7}\bar{f} = \infty P\frac{11}{7}$ (11.7.0), $\frac{3}{2}\bar{f} = \infty P\frac{3}{2}$ (320), f = ∞P (110), $\alpha = \frac{2}{3}P\grave{\infty}$ (023), $\varkappa = \frac{4}{5}P\grave{\infty}$ (045), i = $P\grave{\infty}$ (011), w = $4P\grave{\infty}$ (041), $\frac{9}{2}$d = $+\frac{9}{2}P\bar{\infty}$ ($\bar{9}$02), 4d = $+4P\bar{\infty}$ ($\bar{4}$01), 2d = $+2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}$01), d = $+P\bar{\infty}$ ($\bar{1}$01), $-\frac{4}{3}$d = $-\frac{4}{3}P\bar{\infty}$ (403), —d = —$P\bar{\infty}$ (101), e = +P ($\bar{1}$11), γ = +4P ($\bar{4}$41), $\varrho = -\frac{1}{3}$P (113), $\Delta = -\frac{4}{5}$P (445), r = —P (111), m = $-\frac{4}{3}$P (443), z = —2P (221), o = —4P (441), $\varepsilon = +\frac{4}{5}P\grave{2}$ ($\bar{2}$45), h = $+P\grave{2}$ ($\bar{1}$22), g = $+\frac{4}{3}P\grave{2}$ ($\bar{2}$43), $\beta = +2P\grave{2}$ ($\bar{1}$21), v = $4P\grave{2}$ ($\bar{2}$41), p = —$P\grave{2}$ (122), $\mu = -\frac{4}{3}P\grave{2}$ (243), q = —$4P\grave{2}$ (241), x = $+2P\bar{2}$ ($\bar{2}$11), $\nu = -2P\bar{2}$ (211), D = $+6P\frac{3}{2}$ ($\bar{6}$41), s = $-2P\frac{3}{2}$ (643), t = $-3P\frac{3}{2}$ (321), $\tau = +\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$ ($\bar{3}$22), n = $-\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$ (322). v. Wolff.

Kotoro Jimbo: Crystal form of the enargite from Kinkwaseki, Taiwan Island (Formosa). (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 121. 123.)

Der Enargit findet sich mit Pyrit (meist Oktaeder) und Quarz auf einem Gang im Andesit als älteste Bildung. Es sind längere oder kürzere, bis 5 mm lange Prismen mit den Flächen: ∞O (110), $P\grave{\infty}$ (011) (s), ?$\frac{1}{5}P\grave{\infty}$ (015), $P\bar{\infty}$ (101) (k) und $\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102) (k), nebst 0P (001), einer Pyramide und selten das Brachypinakoid $\infty P\grave{\infty}$ (010). Die Endbegrenzung wird zuweilen nur von der Basis gebildet. Nur Schimmermessungen sind möglich. (Analyse etc. siehe auch dies. Jahrb. 1907. I. -196-.)

Max Bauer.

W. F. Hillebrand and W. T. Schaller: The mercury minerals from Terlingua, Texas; Kleinite, Terlinguaite, Eglestonite, Montroydite, Calomel, Mercury. (Amer. Journ. of Sc. **24**. p. 259—274. 1907.)

Die in Rede stehenden Mineralien aus dem Terlingua-Quecksilberbezirke, Brewster County, Texas, kommen auf zweifacher Matrix vor, einmal auf weicher, erdiger, meist ein wenig rötlicher, toniger Masse, die etwas Kalkcarbonat enthält, oder auf ziemlich reiner Kalkspatlage, aus der sich Calcitskalenoeder erheben.

Kleinit (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1906. p. 200). Im Dunkeln gehaltene kanariengelbe Kristalle werden am Lichte im allgemeinen rötlichgelb oder orangefarben, nehmen aber, vom Lichte abgeschlossen, den helleren Farbton wieder an. Doch verhalten sich verschiedene Individuen in der Hinsicht quantitativ verschieden, und selbst am selben Kristalle kommen Schattierungen vor. Spez. Gew. im Mittel für die orangefarbenen Kristalle

7,975, für die lichtgelben 7,987. Da das tonige Material von den Kristallen und aus ihnen nicht vollständig zu entfernen ist, sind die Zahlen nicht ganz sicher. Meist sehr kleine, kurzprismatische Kristalle. Hexagonal. $c = 1{,}6642$ (Mittel der Werte von Sachs und Schaller). Formen: c (0001), m ($10\bar{1}0$), a ($11\bar{2}0$), p ($10\bar{1}1$), x ($10\bar{1}2$) neu. Gute Spaltbarkeit nach c, unvollkommene nach m. Spröde. Diamantglanz. Härte wenig über 3,5. Basische Spaltblättchen erweisen sich zusammengesetzt aus unzähligen Individuen und sind stark doppelbrechend. Bei ca. 130° nimmt die Doppelbrechung aber ab bis auf 0. Man erkennt dann im konvergenten Lichte die normale Interferenzerscheinung einachsiger Kristalle mit positiver Doppelbrechung. Beim Abkühlen bleibt dieser Zustand zunächst erhalten. Nach vielmonatigem Lagern kehrt die Doppelbrechung in Richtung der Achse c wieder. Es liegt also Dimorphismus vor. Über 130° ist Kleinit hexagonal, unter 130° nach den Verf. wahrscheinlich triklin.

Beim Erhitzen in einem von einem langsamen Luftstrom durchflossenen Rohre wird der Kleinit bei 135°—150° braun unter Wasserverlust; beides verstärkt sich bei Erhöhung der Wärme. Zwischen 260° und 280° sublimieren Quecksilber und Calomel. Nach Fortgang des meisten Calomel wird die Farbe des Rückstandes heller, dann gelblich und schließlich nahezu weiß. Auch wird beim Entwickeln von Calomel etwas Gas frei (vielleicht erst Cl und dann SO_2). Bei 400—420° entweicht ein weiteres Sublimat, das nicht so flüchtig ist wie Calomel. Im geschlossenen Rohr schmilzt es mit dem Rückstand zu einer dunkelroten Flüssigkeit, die beim Abkühlen zu einer gelben und schließlich weißen Masse erstarrt. Der meiste Stickstoff des Minerals entweicht im elementaren Zustande. Kleinit ist in warmer Salzsäure bezw. Salpetersäure ohne Absatz von Calomel löslich, desgleichen in Natriumsulfid und Ammonbromid.

Bezüglich des Stickstoffgehaltes im Kleinit haben die Verf. eingehende Studien mittels verschiedener Methoden gemacht. Die Ergebnisse stimmen sehr gut miteinander überein. Als Durchschnittszusammensetzung orangefarbener Kleinite ergab sich Hg 85,86, Cl 7,30, SO_4 3,10, N 2,57, H_2O 1,03; Summe 99,86. Verhältniszahlen: Hg 2,34, $Cl + SO_4$ 1,42, N 1, H_2O 0,311. Eine sichere Formelgebung ist dadurch noch nicht erreicht. Es wird als möglich hingestellt, daß Kleinit das Gemisch eines stark vorwiegenden Quecksilber-Ammonchlorids $NHg_2Cl . \frac{1}{3}H_2O$ mit einem Oxychlorid und Sulfat oder Oxysulfat von Quecksilber ist.

Montroydit ist Quecksilberoxyd HgO. Rhombisch holoedrisch. $a : b : c = 0{,}6375 : 1 : 1{,}1977$. Beobachtet 56 Formen, davon neu 45. Habitus prismatisch bezw. etwa äquidimensional und alle Übergänge dazwischen. Nadeln bis $2\frac{1}{2}$ cm lang, dabei nicht 1 mm dick; auch gekrümmte Bildungen, ferner Hohlformen. Dunkelrot bis gelbbraun oder orangebraun. Strich gelbbraun. Durchscheinend. Vollkommene Spaltbarkeit nach 010. H. 2—3. Die Nadeln lassen sich außerordentlich leicht verbiegen; man kann sie um einen dünnen Stab rollen. Gewicht nicht exakt zu bestimmen wegen Verunreinigung durch Quecksilber. Flüchtig ohne zu schmelzen, im geschlossenen Röhrchen Quecksilbersublimat. Schwefelwasserstoff schwärzt

allmählich. Eine direkte volumetrische Sauerstoffbestimmung ergab 7,49% (theoretisch für HgO 7,41). Quecksilber 92,74 (theoretisch 92,59).

Terlinguait. Monoklin-holoedrisch. $a : b : c = 1{,}6050 : 1 : 2{,}0245$; $\beta = 74^\circ 23'$. Beobachtet 133 Formen, davon 102 neu. Z. T. gestreckte, z. T. gleichdimensionale Kristalle. Bis 16 mm große Individuen, doch auch pulverig als Imprägnation der erdigen Matrix. Über den Farbwechsel im Lichte (gelb zu grün) ist noch keine volle Klarheit vorhanden. Strich gelb. Durchscheinend. Diamantglanz. Vollkommene Spaltbarkeit nach $(\bar{1}01)$. Spröde. H. 2—3. G. 8,725. Dekrepitiert beim schnellen Erhitzen. Dabei wird die Farbe rotbraun (kalt orangegelb). Beim langsamen Erhitzen kein Zerspringen. Sublimat von Calomel und etwas Quecksilber. Schwefelwasserstoff schwärzt langsam, ebenso Ammoniak. Salzsäure und Salpetersäure zersetzen Terlinguait unter Calomelabscheidung, ebenso kalte Essigsäure. Formel: Hg_2ClO.

Eglestonit. Regulär-holoedrisch. Kleine rundliche Kristalle, gewöhnlich etwa 1 mm groß. Habitus: entweder Rhombendodekaeder mit wenig anderen Formen oder Oktaeder mit vielen Nebenflächen. Beobachtet 21 Formen, davon 17 neu. Braun, schwärzt sich allmählich. Strich gelb. Diamant- bis Harzglanz. Durchscheinend. Spröde. Ohne Spaltbarkeit. Unebener Bruch, zuweilen muschelig. H. 2—3. G. 8,237. Im geschlossenen Röhrchen erhitzt Verhalten wie bei Terlinguait. Ammoniak schwärzt sofort (Unterschied von Terlinguait). Salzsäure und Salpetersäure zersetzen das Mineral unter Calomelabscheidung, ebenso Essigsäure. Formel: Hg_4Cl_2O oder $Hg_2O \cdot 2\,HgCl$. Theorie: Hg 90,21, Cl 7,99, O 1,80. Gefunden Hg 88,33, 88,94, 89,73; Cl 8,32, 8,23, 8,12; O 1,72, 1,84, 1,80.

Calomel. Bis $1\frac{1}{2}$ cm große Kristalle. Beobachtet 30 Formen, davon 10 neu. Oft Zwillinge nach 011.

Gediegen Quecksilber ist recht häufig auf den Stufen, und zwar in Gestalt kleiner Tropfen oder im Gemenge mit den anderen Mineralien, mit denen es eine Paste bildet. **F. Rinne.**

G. F. Herbert Smith: Ilmenite from Jacupiranga, Brazil. (Min. Mag. London 1907. 14. No. 66. p. 258—260.)

Ilmenitkristalle von Jacupiranga, São Paulo, Brasilien, zeigten die Formen c, a, m oder c, a, m, r, X und c, n, X mit untergeordnetem r und s, wenn $c = 0R$ (0001), $a = \infty P2$ $(11\bar{2}0)$, $m = \infty R$ $(10\bar{1}0)$, $r = R$ $(10\bar{1}1)$, $n = \frac{\frac{4}{3}P2}{2}r$ $(22\bar{4}3)$, $X = \frac{\frac{8}{3}P2}{2}r$ $(44\bar{8}3)$, $s = -2R$ $(02\bar{2}1)$ bedeuten. Sie sind entweder säulig // c oder tafelig nach der Basis entwickelt.

v. Wolff.

G. T. Prior and F. Zambonini: On Strüverite and its relation to Ilmenorutile. (Min. Mag. **15**. No. 68. p. 78—89. London 1908. Mit 3 Textfig.) [Vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -14-; Centralbl. f. Min. etc. 1908. p. 176.]

Strüverit kommt als seltener akzessorischer Bestandteil eines Pegmatites in der Nähe von Craveggia, Val Vigezzo in Piemont vor. Das Vorkommen und die physikalischen Eigenschaften wurden von Zambonini beschrieben (Rend. R. Accad. Sc. Napoli 1907. Ser. 3. 13. p. 35—41). Das Mineral tritt in kleinen kristallinen Massen in Quarz und Feldspat eingewachsen auf. Farbe eisenschwarz, Strich grauschwarz; sehr lebhafter Glanz auf frischen Bruchflächen; Härte = 6; spezifisches Gewicht an zwei Stücken bestimmt, = 5,54 und 5,59. Auch in dünnsten Splittern opak. V. d. L. unschmelzbar.

Kristalle sind sehr selten und gewöhnlich sehr klein. Kristallsystem tetragonal, a : c = 1 : 0,6456. Auftretende Formen s (111) = P, m (110) = ∞P. a (100) = ∞P∞. Der Habitus ist entweder pyramidal oder prismatisch, bei letzterem kommt auch eine tafelige Ausbildungsweise nach a (100) = ∞P∞ vor; Kristalle, die nach einer Polkante der Pyramide verlängert sind, kommen verhältnismäßig nicht selten vor und sind gewöhnlich verzwillingt nach (101) = P∞, ähnlich wie die Zwillinge von Rutil, Ilmenorutil, Tapiolit und Mossit, mit deren Axenverhältnis das des Strüverits auch sehr nahe übereinstimmt.

Qualitativ wurden als Bestandteile Niob- und Tantalsäure, Titansäure, Eisenoxyd und Spuren von Mangan gefunden.

Die sehr schwierige quantitative Analyse wird eingehend beschrieben, sowie einige im Zusammenhang damit vorgenommene Experimente über die Löslichkeit von Niob- und Tantalsäure in Gegenwart von einem Überschuß von Titansäure.

Es ergab sich, daß Niob- und Tantalsäure ungefähr in gleicher Menge in dem Mineral enthalten sind und das Resultat der Analyse war (Mittel aus zwei Analysen):

		Molekular-Verhältnis:
TiO_2	41,20	0,515
Nb_2O_5	23,48	0,088
Ta_2O_5	23,48	0,053
FeO	11,38	0,158
CaO	0,51	
MgO	0,17	
MnO	Spur	
Sa . . .	100,22	

Die einfachste Formel, die sich hieraus berechnet, ist $FeO . (Ta . Nb)_2O_5 . 4TiO_2$, für welche die theoretische Zusammensetzung ist:

TiO_2 44,03, Ta_2O_5 23,03, Nb_2O_5 23,03, FeO 9,91.

Man kann das Mineral vielleicht als feste Lösung des Rutil-Moleküls (TiO_2) mit dem Tapiolit- oder Mossit-Molekül $Fe(Ta . Nb)_2O_6$ betrachten. Das spezifische Gewicht einer Mischung dieser beiden im Verhältnis 2,3 wäre 5,54 und würde somit dem des Strüverits gleich sein.

Im Anschluß hieran wurde die chemische Zusammensetzung des Ilmenorutils untersucht, der kristallographisch dem Strüverit sehr nahe

steht. Es zeigte sich, daß bei den früheren Analysen der Vorkommnisse vom Ilmengebirge und von Norwegen die Trennung der Titan-, Niob- und Tantalsäuren keine vollständige gewesen ist und die Resultate derselben daher einer Korrektur bedürfen.

Die früheren Untersuchungen hatten ergeben:

	Ilmengebirge (nach Hermann, 1866)	Evje, Norw. (Heidenreich)	Tvedestrand, Norw. (Heidenreich)
TiO_2	66,90	73,78	67,68
SiO_2	1,37	0,23	0,05
SnO_2	0,89	—	—
Nb_2O_5	19,64	13,74	20,31
Ta_2O_5	—	0,43	—
FeO	10,18	11,58	11,68
MnO	0,77	Spur	Spur
MgO	—	0,04	„
CaO	—	0,22	0,28
Sa. . .	99,75	100,02	100,00

Es zeigte sich, daß das Mineral vom Ilmengebirge nur 53,04 %, das von Evje nur 54,50 % TiO_2 enthält, und daß hiernach umgerechnet in den obigen Analysenresultaten der Gehalt an $Nb_2O_5 + Ta_2O_5 = 33{,}50$ bezw. $33{,}02 + 0{,}43$, bezw. 33,49 % betragen muß.

Vollständige Analysen der Mineralien vom Ilmengebirge (I) und von Iveland, Norwegen (II) ergaben:

	I.	II.
TiO_2	53,04	54,57
Nb_2O_5	21,73	32,15
Ta_2O_5	14,70	—
FeO	10,56	12,29
CaO	Spur	0,11
MgO	—	Spur
Sa. . .	100,03	99,12

Bei Analyse II ist der Verlust vermutlich auf Kosten der Niobsäure zu setzen.

Für Ilmenorutil ergibt sich hieraus die Formel $FeO . Nb_2O_5 . 5TiO_2$.

Die beiden Mineralien Strüverit und Ilmenorutil können daher als Salze komplexer Titan-Niob- und Titan-Tantal-Säuren betrachtet werden, die in demselben Verwandtschaftsverhältnis zueinander stehen, wie Polykras zu Euxenit oder wie Blomstrandit zu Priorit. **K. Busz.**

F. Bordas: Contribution à la synthèse des pierres précieuses de la famille de aluminides. (Compt. rend. 145. p. 710. 1907.)

Unter der Einwirkung von Radiumbromid der Aktivität 1 800 000 geht die Farbe von Sapphir aus blau allmählich über in grün, hellgelb und dunkelgelb, die des Rubins aus rot durch violett, blau und grün ebenfalls in gelb. Die Kristalle werden dadurch nicht selbst radioaktiv und verlieren ihre Farbe beim Erhitzen. Verf. ist geneigt, anzunehmen, daß die mannigfaltigen Farben der Korunde nicht auf Beimischungen kleiner Mengen der Oxyde von Fe, Mn, Cr etc. beruhen, sondern ebenfalls auf der Strahlung radioaktiver Substanzen, deren Gegenwart also auch in der Verbreitung gefärbter Korunde eventuell sich verrate.

O. Mügge.

G. Klemm: Über das Schmirgelvorkommen vom Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros". (Notizblatt d. Vereins f. Erdk. Darmstadt. (4.) 28. Heft. 1907. p. 14—20. Mit 1 Textfig.)

Verf. beschreibt ein neues Schmirgelvorkommen bei Nieder-Beerbach am Fahrweg nach Frankenhausen, das aber nicht mit Olivingabbro in Verbindung steht, sondern einen Einschluß in olivinfreiem Gabbro bildet. Es ist eine kleine, scharf abgegrenzte schwarze Scholle. U. d. M. sieht man in einer trüben grünlichen Grundmasse zahlreiche Körner von Korund und von Eisenerz eingelagert. Ersterer erzeugt durch parallele Anordnung eine deutliche Parallelstruktur. Er ist meist farblos, zuweilen blau gefleckt, die Körner nach 0P tafelförmig, teilweise wie zerfressen. Gute Kristalle sind selten. Das Eisenerz füllt die Zwischenräume zwischen den Korundkörnern, findet sich aber auch als Einschluß im Korund. Neben dem Schmirgeleinschluß findet sich auch ein solcher von Kalksilikathornfels. Die beiden anderen bekannten Schmirgelvorkommnisse jener Gegend stehen, entgegen der Ansicht von Chelius, ebenfalls nicht mit Olivingabbro in Verbindung. Sie sind schlecht aufgeschlossen. Bei Seeheim ist das Verhalten von Korund zu Eisenerz dasselbe wie oben. Am Korund sind Zwillingsbildungen häufig, ebenso Einwachsungen von feinen opaken Nädelchen, die sich in drei um 60° abweichenden Richtungen // 0P schneiden. Das dritte Vorkommen am Weg vom Frankenstein nach Nieder-Beerbach ist zurzeit von Schutt überrollt. Der Korund ist in einigen Präparaten frisch, in anderen sehr zersetzt und z. T. in Muscovit umgewandelt. Mit dem Schmirgel wechsellagernde Schichten enthalten Hercynit und Sillimanit. Auch an diesen beiden Stellen bildet der Schmirgel Einlagerungen im normalen Gabbro. Der Olivingabbro scheint in dieser Gegend älter zu sein als der olivinfreie. Am Magnetstein scheint ein Übergang des normalen Gabbros in Peridotit stattzufinden. Vielleicht hat man auch die Olivingabbros als durch Peridotit beeinflußt anzusehen.

Max Bauer.

G. S. Blake and G. F. H. Smith: Baddeleyite from Ceylon. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 67. p. 378—384.)

An drei Baddeleyitkristallen aus dem Edelsteindistrikt von Balagonda auf Ceylon wurden folgende 11 Formen beobachtet:

$$\dot{a} : \bar{b} : \dot{c} = 0{,}9905 : 1 : 0{,}5110; \quad \beta = 99^\circ 28'.$$

$a = \infty P\bar{\infty}$ (100); $b = \infty P\dot{\infty}$ (010) schmal; $c = 0P$ (001) uneben; $m = \infty P$ (110) gestreift zur Prismenkante; $g = \infty P\bar{2}$ (210) neue Form; $t = +P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$); $r = -P\bar{\infty}$ (101) $\alpha = +2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$); $d = 2P\dot{\infty}$ (021); $p = -2P$ (221); $n = +P$ ($\bar{1}11$).

Die chemische Analyse ergab ZrO_2 98,90, Fe_2O_3 und FeO 0,82, CaO 0,06, SiO_2 0,19, Glühverlust 0,28; Sa. 100,25. Sp. Gew. 5,72.

v. Wolff.

Kotoro Jimbo: Sorobandama-ishi. (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1908. p. 123—125. Mit 3 Textfig.)

Unter Sorobandama-ishi (abacus-bead-stone) versteht man eigentümlich gestaltete Ausfüllungen der inneren Hohlräume mancher Sphärolithe in gewissen Eruptivgesteinen mit Chalcedon, die sich an vielen Orten in Japan finden. Sie bilden Doppelkegel mit starken Furchen von der Spitze zur gemeinsamen Basis; die eine Spitze ist stets etwas eingesenkt. Sie messen bis 8 cm von einer zur anderen Spitze und zeigen einen etwas größeren Basisdurchmesser, sind aber meist viel kleiner, so daß der letztere nur 1—2 cm beträgt.

Max Bauer.

W. J. Lewis: On some twins of calcite; and on a simple method of drawing crystals of calcite and other rhombohedral crystals, and of deducing the relations of their symbols. (Min. Mag. **15**. No. 68. p. 62—77. London 1908. Mit 17 Textfig.)

Die genauere beschriebene Methode, rhomboedrische Kristalle und Zwillinge zu zeichnen, ist die Methode der geraden Projektion auf die Ebene eines Rhomboederhauptschnittes. Die durch diese Hauptschnitte graphisch darzustellenden Beziehungen der Rhomboeder zueinander, wie sie z. B. schon in Rose's Kristallographie eingehend dargestellt sind, werden in ähnlicher Weise ausführlich behandelt. Diese selbe Projektionsmethode wird auch zur Zeichnung der Zwillingskristalle empfohlen, wobei die Zwillingsebene senkrecht zur Projektionsebene orientiert wird, so daß sie sich in der Zeichnung als gerade Linie darstellt (das ist natürlich nur möglich, wenn die Zwillingsebene in die Zone c (111) = 0R (0001) — m ($2\bar{1}\bar{1}$) = ∞R ($10\bar{1}0$) fällt). Durch diese Projektionsmethode kann man auch leicht gewisse numerische Beziehungen bestimmen, z. B. zwischen den Größen m und n des Skalenoeders mRn = (hkl) und den Indizies h, k, l. Es werden noch zwei interessante Calcitzwillinge beschrieben, welche sich in dem Cambridge Museum befinden und bei denen e (011) = $-\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$)

Zwillingsebene ist. Bei dem einen Zwillinge werden die Individuen hauptsächlich begrenzt von der Deuteropyramide $(91\bar{4}) = \frac{1}{3}^{6}P2$ $(8.8.\bar{1}6.3)$, welche an der Spitze durch e $(011) = -\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ abgestumpft wird[1], bei dem zweiten von dem Skalenoeder W $(13.0.\bar{1}1) = R12$ $(13.11.\bar{2}4.2)$, eine Form, welche von Irby (On the crystallography of calcite. Bonn 1878) als zweifelhaft angegeben wurde. **K. Busz.**

Arthur L. Day, E. T. Allen, S. E. Sepherd, W. P. White und Fred Eugene Wright: Die Kalkkieselreihe der Mineralien. Zusammengestellt nach neuen Untersuchungen des geophysikalischen Laboratoriums, Carnegie Institution in Washington. (Tscherm. Min. u. petr. Mitt. **26**. p. 169—232.)

Die Verf. haben in der Kalkkieselreihe ein typisch eutektisches Paar durch eine ziemlich vollständige Reihe von Messungen untersucht. Die Reihe ist an den Enden noch in Einzelheiten unvollständig, weil sehr kalkreiche Mischungen Temperaturkonstanten haben, welche die Grenzen überschreiten, die durch die vorhandenen Apparate gesteckt sind, während an der Kieselseite die außerordentliche Zähigkeit und Trägheit die Erscheinungen verhüllt oder verhindert.

Einleitend diskutieren die Verf. Untersuchungen von Boudouard (Journ. Iron and Steel Inst. 1905. p. 339) über die Kalkkieselreihe mit dem Ergebnis, daß die von ihm angewandte Methode zur Bestimmung der Temperatur mit Segerkegeln ungeeignet sei und daß er keine Kalkkieselverbindung gibt, die dem Åkermannit entspräche, und kein Dreifachcalciumsilikat. — Auch gegen die von Doelter befolgten Methoden (die Untersuchungsmethoden bei Silikatschmelzen. Sitz.-Ber. d. Wien. Akad. 115. 1906) wenden sie ein, daß diese subjektiv sei, sie scheint ihnen unmittelbaren und ernsten Schwierigkeiten ausgesetzt zu sein und es scheint ihnen nicht richtig, die subjektiven Methoden anzuwenden, solange als andere, die von jedem anderen Beobachter wiederholt werden können, zur Verfügung stehen. Die Verf. benutzten zur Messung hoher Temperaturen ein Thermoelement oder ein optisches Pyrometer von Holborn-Kurlbaum (Ann. d. Phys. **10**. p. 225. 1903). Die wichtigsten Resultate werden wie folgt zusammengefaßt:

Es gibt bloß zwei bestimmte Verbindungen von Kalk und Kieselerde, die in Berührung mit der Schmelze existieren können. Diese zwei Verbindungen sind:

1. Das pseudohexagonale Metasilikat, das bei 1512° schmilzt und sich bei etwa 1200° in Wollastonit umwandelt. Die Umwandlung

---

[1] NB. Diese Deuteropyramide ist in Dana's System of Mineralogy p. 262 mit dem Buchstaben γ bezeichnet. Bei den Indizes dieser Form ist ein Druckfehler vorgekommen, auf den hier hingewiesen sein möge, statt $(2.2.\bar{1}6.3)$ ist zu schreiben $(8.8.\bar{1}6.3)$. Ref.

von Wollastonit in Pseudowollastonit wird leicht herbeigeführt durch Erhitzen über diese Temperatur, die entgegengesetzte Umwandlung kann nicht bewirkt werden ohne Hinzutun von anderen Substanzen, dank der trägen Natur des Silikates. Fälle unterbleibender Umwandlung sind häufig genug; aber daß eine Rückverwandlung gänzlich ausbleibt, selbst nach Erhitzung von der Dauer mehrerer Tage in Berührung mit der stabilen Form, ist bemerkenswert. Die Volumänderung bei dieser Umwandlung ist so klein, daß es unsicher ist, welche Form die dichtere sei. Das Metasilikat ist fähig, kleine Quantitäten von Kalk oder von Kieselerde in fester Lösung aufzunehmen.

2. Das Orthosilikat von Calcium, das bei 2080° schmilzt; es besitzt drei polymorphe Formen: Die α-Form mit monokliner Kristallisation hat eine Dichte von 3,27 und eine Härte zwischen 5 und 6. Die β-Form mit rhombischer Kristallisation hat eine Dichte von 3,28. Die γ-Form hat eine Dichte von 2,97 und kristallisiert gleichfalls monoklin. Das Zerrieseln („dusting") des Orthosilikates und aller Kalkkieselerdemischungen über 51 % Kalk wird durch die 10 % betragende Volumzunahme bei der Umwandlung $\beta \gtrless \gamma$ hervorgebracht. Der Umwandlungspunkt von α in β liegt bei 1410°, β in γ bei 675°. In der Serie gibt es drei Eutektika: Tridymit + Metasilikat bei 37 % CaO, 1417°; Metasilikat + Orthosilikat bei 45 % CaO, 1430°; und Orthosilikat + Calciumoxyd bei $67\frac{1}{2}$ % CaO, 2015°. Das Orthosilikat wird vom Wasser leicht angegriffen, welches reichlich den Kalk auflöst. Dies ist vermutlich der Grund, weshalb es in der Natur als Mineral nicht angetroffen wird.

Die Dichte des geschmolzenen Calciumoxyds CaO ist 3,32, seine Härte 3. Es schmilzt im elektrischen Flammenbogen, doch ist die Schmelztemperatur nicht genau meßbar. Es kristallisiert regulär und hat keine polymorphen Formen.

Kieselerde beginnt zu schmelzen bei 1600° zu einer außerordentlich viskosen Flüssigkeit, so daß ein exakter Schmelzpunkt nicht angegeben werden kann. Bei allen Temperaturen über 1000° geht reiner Quarz in Tridymit über und Kieselglas kristallisiert als Tridymit, so daß über dieser Temperatur ohne Zweifel Tridymit die stabile Phase ist. Bei Gegenwart von geschmolzenen Chloriden kristallisiert Kieselglas als Quarz bei Temperaturen bis 760° und als Tridymit über 800°. Kristalliner Quarz wandelt sich bei über 800° in Tridymit um und Tridymit umgekehrt in Quarz bei 750°. Die Umwandlungstemperatur ist demnach ungefähr 800° und die Umwandlung ist enantiotrop. Die Dichte des künstlichen Tridymits ist 2,218, die vom Kieselglas 2,213. Der benützte reine natürliche Quarz hat die Dichte 2,654, die künstlichen Kristalle 2,650.

Weder das Salz der dreifachen Kieselsäure $Ca_2Si_3O_8$, noch das dem Åkermannit analoge $Ca_4Si_2O_{10}$, noch das dreifache Calciumsilikat Ca_3SiO_5 kann in dem Zweikomponenten-System existieren.

Durch mikroskopische Untersuchung der Kristallisationsprodukte der Mischungen von Kieselerde und Calciumoxyd in wechselnden

Verhältnissen wurden optische Nachweise gewonnen, die in folgenden Punkten die pyrometrischen Messungen bestätigten:

1. Kieselerde, Calciummetasilikat, Calciumorthosilikat und Calciumoxyd sind die einzigen Verbindungen der Reihe.

2. Es gibt zwei Modifikationen der Kieselerde, die in ihren Eigenschaften den Mineralen, Quarz und Tridymit entsprechen. Das Metasilikat kristallisiert in zwei enantiotropen Modifikationen, von denen die eine mit dem natürlichen Wollastonit identisch ist. Vom Orthosilikat gibt es drei enantiotrope Phasen, die bei verschiedenen Temperaturen stabil sind.

3. Das Metasilikat bildet feste Lösungen sowohl mit Siliciumdioxyd, als mit dem Orthosilikat in beschränktem Ausmaß. **R. Brauns.**

Gerh. Stein: Über die Darstellung einiger Silikate. Mineralogisch-chemische Mitteilungen aus dem Institut f. anorg. Chemie der Universität Göttingen: II. (Zeitschr. f. anorg. Chemie. **55**. p. 159—174. 1907.)

Zu den Versuchen wurden Probierzylinder aus Kohle benützt, die im elektrisch geheizten Kohlerohr bis auf 2100° erhitzt werden können, wobei eine Temperaturbestimmung mit dem optischen Pyrometer möglich ist.

1. Über das Schmelzen von Quarz. Bei 1600° wird Quarz zähflüssig, bei 1750° dünnflüssig, oberhalb 1750° sublimiert er, und zwar so schnell, daß sich nach Verlauf einer halben Stunde 3,5 g verflüchtigt hatten. Das Sublimat bestand aus kleinen, doppeltbrechenden Kristallen mit spez. Gew. 2,4, es ist also Tridymit. Die geschmolzene Kieselsäure kristallisiert auch bei noch so langsamer Abkühlung nicht.

2. Über den Umwandlungspunkt des Quarzes. Die Beobachtungen über die bei etwa 570° erfolgenden diskontinuierlichen Änderungen der Eigenschaften des Quarzes wurden bisher nur bei steigender Temperatur ausgeführt; es ist somit die Frage, ob hier eine reversible Umwandlung vorliegt, noch nicht entschieden. Daher wurde versucht, den Umwandlungspunkt durch Aufnahme von Erhitzungs- und Abkühlungskurven festzustellen mit dem Ergebnis, daß der feine Quarzsand bei 552° eine reversible Umwandlung erleidet, die auch durch mehrmaliges Erhitzen derselben Substanz nicht beeinflußt wird. Ferner wurden Erhitzungs- und Abkühlungskurven von Chalcedon aufgenommen und bei dreimaliger Wiederholung jedesmal ein Haltepunkt bei 173° gefunden, für Feuerstein dagegen (von Helgoland) konnte zwischen 100° und 600° ein Umwandlungspunkt nicht aufgefunden werden.

3. Die Metasilikate der alkalischen Erden, des Zinks, Mangans und Eisens. Die Silikate wurden durch Zusammenschmelzen ihrer Oxyde mit einer äquivalenten Menge reinen Quarzsandes dargestellt und es wurden an ihnen für Schmelzpunkt und spezifisches Gewicht die folgenden Werte ermittelt:

Silikat	Schmelzpunkt	Spezifisches Gewicht	
		kristallisiert	glasig
$BeSiO_3$	oberhalb 2000°	2,35	—
$MgSiO_3$	1565°	3,06	—
$CaSiO_3$	1512°	2,92	2,90
$FeSiO_3$	zwischen 1500—1550°	3,44	—
$MnSiO_3$	zwischen 1470—1500°	3,58	3,36
$ZnSiO_3$.	1479°	3,42	3,86
$SrSiO_3$	1287°	3,91	—
$BaSiO_3$.	1368°	3,77	3,74

Den Schmelzpunkt von $CaSiO_3$ haben Allen und Day ebenfalls bei 1512° gefunden. Mit wachsendem Molekulargewicht sinkt der Schmelzpunkt bis zum $SrSiO_3$. Das $ZnSiO_3$ ist bis jetzt das einzige Silikat, dessen Dichte im amorphen Zustand größer ist als im kristallisierten, was bei den Metaboraten ziemlich häufig vorkommt. Die Angaben über das an Dünnschliffen studierte optische Verhalten dieser Silikate sind zu unbestimmt, als daß man daraus über ihre Kristallisation genaues ersehen könnte.

4. Die Orthosilikate der alkalischen Erden und des Zinks. Zur Darstellung wurden 2 g-Moleküle Oxyd mit 1 g-Molekül SiO_2 zusammengeschmolzen. Die Temperatur der Ca-, Sr- und Ba-Mischung wurde bis 1950° gesteigert, es entstanden aber nicht die Orthosilikate, sondern Carbide. Die Mischung $2MgO + SiO_2$ wurde zwischen 1900 und 1950° dünnflüssig, kristallisiert leicht, die Kristalle stimmen im (spezifischen Gewicht 3,21) mit dem Mineral Forsterit überein. Als Glas konnte Mg_2SiO_4 und Be_2SiO_4 überhaupt nicht erhalten werden. Die kristallinische Zn_2SiO_4 hat dasselbe spezifische Gewicht 3,7 wie das Mineral Willemit. Es wurden für Schmelzpunkte und spezifische Gewichte folgende Werte ermittelt:

Mischung	Schmelzpunkt	Spezif. Gewicht der künstl. Kristalle	Spez. Gewicht des Minerals
$2BeO + SiO_2$ . .	oberhalb 2000°	2,46	—
$2MgO + SiO_2$ . .	unter 1900°	3,2	3,19—3,24
$2ZnO + SiO_2$ . .	1484°	3,7	3,4—3,7
$2SrO + SiO_2$ . .	1593°	3,84	—

5. Über die Bildung von Ca-, Sr- und Ba-Carbid in Gegenwart von Kieselsäure. Untersuchung der bei Versuch 4 entstandenen Carbide.

6. Darstellung einiger Tonerdedoppelsilikate. Kali- und Natron- Leucit, K- und Na-Nephelin, Anorthit und Spodumen wurden durch

direktes Zusammenschmelzen ihrer Oxyde mit SiO_2 dargestellt. Um diese Silikate so dünnflüssig wie Wasser zu erhalten, mußten die Temperaturen bis auf etwa 1600° gesteigert werden. Bei 1300° begannen weiße Dämpfe aufzusteigen; diese Silikate sublimieren also schon bei ziemlich niedriger Temperatur. K- und Na-Leucit sowie Anorthit wurden nur glasig, K-Nephelin nur kristallinisch erhalten. K-Nephelin, K-Leucit (und $MnSiO_3$) lassen sich im dickflüssigen Zustand in lange Fäden ausziehen, eine Eigenschaft, die den andern dargestellten Silikaten abgeht. Von den dargestellten Silikaten werden nur die spezifischen Gewichte angegeben. Na-Nephelin ($Na_2O . Al_2O_3 . 2SiO_2$) 2,50, K-Nephelin 2,60, Anorthit, glasig 2,81, Spodumen 2,42 (beim Mineral 3,4—3,7), Na-Leucit, glasig 2,43, K-Leucit, glasig 2,44.

7. Über Schmelzen, die Tonerde und SiO_2 in verschiedenen Verhältnissen enthalten, sowie über die analogen Ce_2O_3- und SiO_2-Schmelzen.

Mischungen in verschiedenem Verhältnis von Al_2O_3 zu SiO_2 wurden bis auf 1900° erhitzt; über das Ergebnis sagt Verf.: „Es gelingt wohl leicht, kristallisierte Aluminiumsilikate darzustellen, die Zusammensetzung der Kristallarten, aus denen die verschiedenen Konglomerate bestehen, anzugeben, ist aber nicht möglich, denn die Bilder der betreffenden Dünnschliffe waren nicht so klar, daß man mit Sicherheit das Vorhandensein von nur einer oder von zwei Kristallarten in den verschiedenen Konglomeraten mit Sicherheit behaupten konnte.“ [Es ist zu bedauern, daß die Präparate nicht von einem Sachkundigen mikroskopisch-optisch untersucht worden sind; was als zwei Kristallarten hier und bei den andern Silikaten erscheint, können leicht Durchschnitte desselben Körpers sein, der nur nach verschiedenen Richtungen getroffen ist. Ref.]

8. Silikate der seltenen Erden von der Formel M_2O_3, SiO_2.

9. Wirkung von geschmolzenem SiO_2 auf TiO_2, ZrO_2, ThO_2, MoO_3 und WO_3. Je ein g-Molekül der genannten Oxyde wurde mit 1 g-Molekül SiO_2 innig vermengt und erhitzt. Bei den Mischungen $ZrO_2 + SiO_2$ und $ThO_2 + SiO_2$ hatte sich bei 2000° noch keine dünnflüssige Schmelze gebildet; SiO_2 war geschmolzen und in das Oxyd capillar eingedrungen. Die Mischung $TiO_2 + SiO_2$ war bei 1750° vollkommen dünnflüssig, die abgekühlte Schmelze hatte ein glänzendschwarzes Aussehen. Ihr Dünnschliff zeigte unter dem Mikroskop eine amorphe, nicht doppeltbrechende Grundmasse von glasiger Kieselsäure mit großen, undurchsichtigen Nadeln, an denen sehr kleine blaue Kristalle kleben. Da diese Schmelze beim Zusammenschmelzen mit Natriumhydroxyd einen starken Ammoniakgeruch gibt, wird es als möglich angenommen, daß die undurchsichtigen Kristalle eine Ti—C—N-Verbindung seien, während die blauen Kristalle vielleicht einem Silikat des Ti_2O_3 entsprechen könnten.

R. Brauns.

Ph. Barbier: Sur un caractère chimique différential des orthoses et des microclines. (Compt. rend. **146**. p. 1330. 1908.)

Bei der spektroskopischen Untersuchung der in Chloride übergeführten Alkalien von 25 Orthoklasen und 20 Mikroklinen verschiedener Vorkommen wurde gefunden, daß die Orthoklase stets entweder Li oder Rb oder beide in kleinen Mengen enthielten, während die Mikrokline frei davon waren. **O. Mügge.**

A. W. G. Bleeck: Die Jadeitlagerstätten in Upper Burma. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. **15**. p. 341—365.)

Die Jadeitlagerstätten der Kachinberge in Upper Burma verteilen sich über folgende drei Punkte:

1. Tawnaw, 70 engl. Meilen von Mogaung entfernt. Der Jadeit wird hier durch Steinbruchbetrieb und Grubenbau gewonnen.

2. Mamon, 10 Meilen südlich von Tawnaw im Tale des Uru-Flusses. Diese sekundäre Lagerstätte kann als Jadeitseife bezeichnet werden. Abgebaut werden die Flußschotter des Uru-Flusses.

3. Hwéka, südlich von Tawnaw, unter 25° 29′ nördl. Breite und 96° 19′ Länge. Der Jadeit tritt daselbst als Gerölle in groben Konglomeraten auf, die den wohl 600 m hohen Berg nördlich des Dorfes zusammensetzen.

Über die geologischen Verhältnisse des Jadeitgebietes läßt sich folgendes sagen:

I. Im Osten findet sich zwischen Naniazeik und Manwe auf der linken Seite des Indaw-Flusses ein Granitgebiet. Das herrschende Gestein ist ein richtungslos körniger, zuweilen schlieriger Zweiglimmergranit mit Aplit- und Pegmatitgängen. Er hat einen Kalkstein, der nach Noetling carbonisches Alter hat, im Kontakt zu Marmor umgewandelt. Dieser Kontaktmarmor führt Graphit, Chondrodit, Phlogopit, Serpentin und ist das Muttergestein der dortigen Korund- und Rubinseifen.

II. Serpentin und Pikritporphyrit schließt sich in N.W.-Richtung an und verläuft 6 Meilen von Naniazeik über Nanion und Kansi zum Sanka-Fluß.

Der massige Serpentin besteht aus Olivinresten, Serpentin (Faserserpentin) mit charakteristischer Maschenstruktur, ferner Chromit und Magnetit. Gelegentlich lassen sich Antigorit nach Olivin und Bastit nach tonerdearmen Pyroxenen, Schnüre und Nester von Magnesit beobachten. Dieser Serpentin ist auf ein feldspatfreies, basisches Eruptivgestein, einen Peridotit, zurückzuführen, der durch thermale Prozesse oder Kontaktmetamorphose nach Ansicht des Verf.'s umgewandelt worden ist.

In diesem Gebiet treten jüngere basische Eruptivgesteine der Basaltreihe auf, die als „Pikritporphyrite" bezeichnet werden, mit größeren Augitkristallen (rhombische Augite) in dichter Grundmasse von Plagioklas. Sie sind jedenfalls ganz jung und haben nach Noetling die miocänen Schichten noch durchbrochen.

III. Die kristallinen Schiefer auf dem linken Ufer des Uru zwischen Lonkin und Mamon, besonders in der Gegend von Seikmo, zeigen folgende Gliederung: Zu unterst liegen Glaukophanschiefer, darüber Strahlsteinschiefer, die Bergspitzen bestehen aus Chloritschiefern mit Magneteisenkristallen, ähnlich wie das bekannte Zillertaler Vorkommen. Auch diese Schiefer sind basische Eruptivgesteine, die nach Ansicht des Verf.'s durch Kontaktmetamorphose umgewandelt sind. Ein jüngeres, intrusives Eruptivgestein, das diese Kontaktmetamorphose hätte hervorrufen können, ist zwar anstehend nicht bekannt, aber doch aus folgenden Gründen zu vermuten: In den Glaukophanschiefern von Seikmo treten zwei feine „bostonitartige Gänge" auf, die aus Feldspat, Andesin und Orthoklas und einzelnen Epidotaggregaten bestehen und als aplitische Ganggesteine eines sauren intrusiven Magmas aufzufassen sind. Ein weiterer Hinweis auf die Kontaktmetamorphose liefert der Muscovitgehalt des Schiefers.

[Nach Ansicht des Ref. ist gegen die Entstehung der Schiefer durch Kontaktmetamorphose manches einzuwenden. Für die beweisenden Gänge des Verf.'s, deren Zusammensetzung aus Andesin und zurücktretendem Orthoklas für einen Bostonit zum mindesten ungewöhnlich ist, braucht eine eruptive Entstehung nicht mit Notwendigkeit angenommen zu werden, und gerade die Beobachtung des Verf.'s, daß die Zwillingslamellen der Andesine senkrecht zu den Salbändern des Ganges stehen, spricht trotz der nicht näher beschriebenen Angabe, daß die Gänge am Nebengestein resorbiert haben, für eine nicht eruptive Spaltenausfüllung durch Feldspatsubstanz. Ebensowenig beweisend für eine Kontaktmetamorphose ist ein Muscovitgehalt der Schiefer. Die näher liegende Annahme ist entschieden in diesem Fall, wo ein Eruptivgestein, das kontaktwirkend auftritt, nicht beobachtet wurde, den Gebirgsdruck für alle diese Umwandlungen verantwortlich zu machen.]

IV. Die Konglomerate und Sandsteine des Miocäns bei Hwéka umschließen kleine Kohlenflöze und Kohlenletten mit Blattabdrücken. Die Gerölle sind saussuritisierter Hornblendegabbro, Bronzitit, Serpentin und Jadeit, letzterer allerdings nur zum kleinsten Teil, aber immerhin den Abbau noch verlohnend.

V. Die Serpentine zwischen Hwéka und Houngpa entsprechen den von Naniazeik vollkommen.

VI. Die jadeitführenden Serpentine und angrenzenden kristallinen Schiefer von Tawnaw auf dem rechten Ufer des Uru endlich sind für die Genesis der Jadeitlagerstätten von besonderer Bedeutung; es sind Saussuritgabbros und Saussuritgesteine, Chloritschiefer und vor allem Serpentine. Gangförmig tritt darin ein mittelkörniger lichter Granit auf. Der Serpentin bildet den Kern des ganzen Bergstocks, während die oben angeführten Schiefer und Saussuritgesteine die Hülle abgeben. Er ist ein normales, dunkelgrünes Gestein, das aus Olivinresten, Serpentinmineralien aller Varietäten, etwas Klinochlor, Chromeisen, Magnetit besteht.

In diesem Serpentin tritt gangförmig der Jadeit auf. In seiner Begleitung erscheinen:

1. Ein Feldspatgestein, von ähnlichem Aussehen, mit dem spez. Gew. von nur 2,577. Dieser „Pseudojadeit“ besteht aus einem stark kataklastischen Albitaggregat. Chemische Zusammensetzung (anal. Dr. Bender und Dr. Holbein): SiO_2 67,10, Al_2O_3 20,42, Fe_2O_3 0,23, K_2O 3,20, Na_2O 8,93; Sa. 99,88.

2. Hornblendeschiefer, bestehend aus filzigem Haufwerk von Strahlstein.

3. Glaukophanschiefer, in die Hornblendeschiefer übergehend.

4. Ein tiefgrünes, kompaktes Gestein, das, abgesehen von etwas Chromeisen, aus einem Chromepidot, für den der Name „Tawmawit“ vorgeschlagen wird, besteht. Dieser Chromepidot hat folgende Eigenschaften: Lichtbrechung, Spaltbarkeit, Härte und spez. Gew. wie beim Epidot, Farbe smaragdgrün, Pleochroismus a = c smaragdgrün, b gelb. Charakter der Doppelbrechung negativ, Achsenebene in der optisch negativen Hauptzone gelegen, $2V_a$ = ca. 45°, Dispersion sehr stark $v > \varrho$, anomale tiefgrüne und rote Interferenzfarben. Chemische Zusammensetzung: SiO_2 37,92, Fe_2O_3 9,93, Al_2O_3 12,83, Cr_2O_3 11,16, CaO 25,35, H_2O 2,38; Sa. 99,57.

Was den Jadeit selbst betrifft, so stellt Verf. alles, was über seine Farbe, seine Handelsbezeichnungen, physikalischen und chemischen Eigenschaften bekannt geworden ist, zusammen. Seine Lagerungsform im Serpentin ist eine gangförmige. Der unter 60° einfallende Gang bei Tawnaw ergibt vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil:

a) Serpentin.
b) Grüner, erdiger Chloritmulm, bestehend aus feingefälteltem, chloritischem Material.
c) Heller, grüngebänderter Feldspatit (Pseudojadeit) mit prismatischer Absonderung, hauptsächlich aus kataklastischem Albit bestehend.
d) Albitjadeitgestein, grau und geflammt, sich allmählich aus c entwickelnd. c und d führen Schieferbrocken.
e) Reiner, weißer Jadeit. Es folgt gegen das Liegende eine Zone:
d) Feldspatit und Albitjadeit.
f) Strahlsteinschiefer in dünnen Bändern, durch Feldspatitlagen getrennt.
a) Serpentin.

Der Jadeit tritt im Verein mit Albit gangförmig auf und ist eruptiver Entstehung. Die Albitgesteine sind magmatische Spaltungsprodukte, Natronhornblende, Chlorit, Zoisit, Chromepidot, Chloritoid an den Rändern Kontaktprodukte. Auch der Serpentin ist eruptiver Entstehung und als ehemaliger Amphibolperidotit oder noch besser, als Dunit aufzufassen.

Der Jadeit-Albitgang entspricht seiner chemischen Zusammensetzung nach einem nephelinsyenitischen Magma, das unter gewöhnlichen Bedingungen zu Alkalifeldspat, Nephelin, Ägirin und Natronamphibolen auskristallisieren würde und unter hohem Druck die Mineralkombination Jadeit-Albit annehmen könnte. Es wäre einmal dieser Gang als ein aplitischer, natronreicher Schmelzfluß unter hohem Druck nach Art der Piëzokristallisation primär in dieser Weise erstarrt zu betrachten. Eine zweite Erklärungsmöglichkeit ließe die Ursache dieser für ein derartiges Gestein

ungewöhnlichen Mineralkombination in metamorphen Prozessen suchen. Die weitgehende Kataklasstruktur läßt eine endgültige Entscheidung über die Entstehung nicht zu. Die Umlagerung kann in letzterem Fall aus einem Gemenge von 1 Teil Albit bezw. Alkalifeldspat auf 1 Teil Nephelin entstanden sein. Für eine Umlagerung sprechen die grünen Flecken im Jadeit. Der ursprüngliche Gehalt an Chromit und Magnetit fand im Jadeitmolekül die Möglichkeit, Tonerde isomorph zu vertreten. Verf. neigt der letzteren Ansicht zu und erblickt als metamorphosierende Agentien die granitische Kontaktmetamorphose unter hohem Druck. Alle oben erwähnten metamorphen Gesteine sind Eruptivgesteine ein und derselben petrographischen Provinz, die durch ihren Chrom- und Natronreichtum ausgezeichnet ist. Aus dem Stammmagma hatte sich zunächst eine basische alkaliarme Komponente abgespalten, die wieder in Peridotit (Serpentin) und Gabbro (Saussuritgesteine) zerfiel. Das saure Teilmagma wird durch einen Nephelinaplit(Jadeit)-Nachschub repräsentiert.

[Gegen die granitische Kontaktmetamorphose jenes großen Komplexes von Serpentin, Saussuriten und kristallinen Schiefern wird man einwenden können, daß die Masse der Granitgänge im Verhältnis zu den umgewandelten Gesteinen viel zu klein ist, um eine derartige Wirkung hervorzurufen. Auch die Bostonitadern, vergl. die obige Bemerkung, sind ihrer Natur nach kaum genügend geklärt und, selbst wenn ihre Deutung richtig wäre, ist ihre Zugehörigkeit zur Gefolgschaft des Granites nicht erwiesen; sie sind daher auch nicht für die granitische Kontaktmetamorphose beweisend. Die in Anbetracht der ganzen tektonischen Verhältnisse näherliegende Ursache dieser molekularen Umwandlung ist sicherlich in der Druckumwandlung durch Gebirgsdruck zu suchen. Die Kataklasstrukturen des Jadeits und Feldspatits, die Verf. als Wirkung des Gebirgsdrucks erklärt, sind vielleicht erst eine Folge der Serpentinisierung des Peridotits, die mit Volumenzunahme verknüpft ist (vergl. das folgende Referat). Ref.]

Zum Schluß dieser inhaltsreichen Arbeit werden die genetischen Beziehungen der übrigen Serpentine und „Pikritporphyrite“, sowie die tertiären jadeitführenden Konglomerate von Hwéka und die anderen Gesteine besprochen. v. Wolff.

G. Steinmann: Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungsmetamorphose. (Sitz.-Ber. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. zu Bonn. 1908. Sitz. v. 13. Jan.)

Die Arbeit beschäftigt sich mit der Entstehung des von Kalkowsky entdeckten und eingehend beschriebenen Nephritvorkommens im ligurischen Apennin (vergl. dies. Jahrb. 1908. I. -189-). Zunächst konnte Verf. die Zahl der Fundstellen durch einige neue vermehren, z. B. zwischen Castagnola und der Straße nach Spezia, an der Straße zwischen Mte. Guattarola und der Speziaer Straße, zwischen Aulla und Bobola im Val di Magra usw. Nach Kalkowsky ist der Nephrit an das Vorkommen von Verwerfungen gebunden und aus dem Serpentin und den darin aufsetzenden Mineral-

gängen durch dynamometamorphe Vorgänge entstanden. Die tektonischen Verhältnisse des Apennins sind noch wenig geklärt. Die dortigen Schiefergesteine mit den darin steckenden ophiolithischen Gesteinen gehören wahrscheinlich einer gewaltigen wurzellosen Decke an, die über den Kalkapennin geschoben ist und deren Ursprungsregion in der Thyrrhenis zu suchen ist. Die in Frage kommenden Gesteine befinden sich also nicht mehr an der Stelle, wo sie entstanden sind. Das Alter der Schiefergesteine, sowie der Ophiolithe kann noch nicht bestimmt angegeben werden.

Letztere bestehen zu $\frac{2}{3}$ oder sogar zu $\frac{3}{4}$ aus Serpentin, der Rest aus Gabbro, Diabas, Variolit und einigen selteneren Gesteinsarten. Der Serpentin ist aus einem Olivingestein entstanden und hat dabei durch Wasseraufnahme eine Volumenvermehrung um 15—20 % erfahren, und zwar kann als sein Muttergestein ein echter Peridotit angesehen werden. Der Gabbro mit seiner olivinreichen Randfazies wird als jüngere Intrusion betrachtet, die sich an die des Serpentins anschloß. Letzterer war zwar schon verfestigt, da die Gabbrogänge scharf sind, aber, wie die großkörnige Struktur des Gabbro dartut, noch nicht völlig erkaltet. Das Auftreten des Nephrits im Serpentin ist keineswegs launenhaft, sondern an den gewöhnlich saussuritisierten Gabbro geknüpft, und zwar vielfach in der Nähe von Spilitgängen. Der Nephrit ist als ein ophiolithisches Ganggestein aufzufassen, ähnlich wie der Spilit, und gehört zu den jüngsten Bildungen dieser Eruptivformation.

Alle Nephritvorkommen sind ursprünglich gangförmig gewesen. Kalkowsky's Gesteinsnephrite mit ihren linsenförmigen und knolligen Massen sind deformierte Gangmassen und ihrer Natur nach als Websterite mit wechselndem Diallaggehalt und Diopsidfelse (carcaro) zu deuten.

Die Ursache der Nephritisierung kann nicht in einer Kontaktmetamorphose gesucht werden, denn die Gänge sind jünger als der Serpentin und Gabbro. Es kommt allein Dynamometamorphose in Frage, die auch den ganzen tektonischen Verhältnissen nach am ehesten zu erwarten ist, da alle diese Gesteine einer Schubdecke angehören, allein Spuren von Dynamometamorphose fehlen in den Sedimenten, Diabasen und Gabbrogesteinen. Pressungen, diffus und örtlich rasch wechselnd, sind stets in und um den Serpentin zu beobachten. Diese Erscheinungen stehen demnach nicht mit irgendwelchen Dislokationen oder tektonischen Vorgängen in Zusammenhang, sondern mit der Serpentinisierung der Peridotite selbst, die eine Schwellung zur Folge hatte. Verf. schlägt vor, eine derartige Umwandlung durch lokale Pressung als „Schwellungsmetamorphose“ oder „Ödemmetamorphose“ zu benennen.

In dem ligurischen Apennin ist diese Metamorphose erst eingetreten, nachdem die Eruptivität des Peridotitmagmas sich bis zur Bildung von Erzgängen erschöpft hat. Anderseits war der Vorgang der Serpentinisierung bereits zur Zeit, als die Auswalzung und Schieferung stattfand, abgeschlossen, also um das mittlere oder jüngere Oligocän. v. Wolff.

Ph. Barbier: Sur un nouveau mica du groupe paragonite. (Compt. rend. **146**. p. 1220. 1908.)

Die durchaus muscovitähnlichen Blättchen von Mesvres bei Autun ergaben 4,60% Glühverlust, (kein Fluor); der Rest hatte folgende Zusammensetzung: 49,18 SiO_2, 36,56 Al_2O_3, 2,19 Fe_2O_3, 3,12 K_2O, 7,63 Na_2O, 1,26 Li_2O (Sa. 99,94). Für diesen lithionhaltigen Paragonit wird der Name Hallerit vorgeschlagen. **O. Mügge.**

S. Weidman: Irvingite, a new variety of Lithia-mica. (Amer. Journ. of Sc. **23**. p. 451—454. 1907.)

Der untersuchte Glimmer entstammt einem Pegmatit des Quarzsyenit- und Nephelinsyenitvorkommens von Wausau, Wisconsin. Die häufigsten Minerale des Pegmatits sind Quarz, Alkalifeldspat, Krokydolith, Riebeckit, Akmit, einem Pyroxen mit mehr Al_2O_3 und Na_2O als Jadeit besitzt, und Lepidomelan. Weniger häufig sind Rutil, Flußspat, Marignacit und Zirkon mit viel Al_2O_3.

Die Glimmerkristalle sind bis zollang. Außer nach der Basis lassen sich die Massen auch prismatisch teilen. Farbe grauweiß bis gelb und rötlichweiß. Zähe, elastisch, leicht schmelzbar. Winkel der optischen Achsen etwas größer als bei Lepidolith und Zinnwaldit.

Victor Lenher stellte eine chemische Untersuchung des Materials an. Die Ergebnisse werden mit denen früherer Analysen von Polylithionit aus Grönland, Lepidolith von Rumford, Maine, Kryophyllit von Auburn, Maine, und Zinnwaldit von Zinnwald verglichen. Verf. glaubt der vorliegenden Varietät einen besonderen Namen geben zu müssen und nennt sie Irvingit zu Ehren von R. D. Irving.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	57,22	59,25	58,68	51,52	51,96	46,44
Al_2O_3	18,38	12,57	10,24	25,96	16,89	21,84
Fe_2O_3	0,32	—	4,02	0,31	2,63	1,41
FeO	0,53	0,93	—	—	6,32	10,06
MnO	Spur	—	0,31	0,20	0,24	1,89
MgO	0,09	—	—	—	—	—
CaO	0,20	—	—	0,18	0,15	—
K_2O	9,12	5,37	11,05	11,01	10,70	10,58
Na_2O	5,14	7,63	1,61	1,06	0,87	0,54
Li_2O	4,46	9,04	8,24	4,90	4,87	3,36
H_2O bei 110° .	1,66	—	—	0,95	1,31	—
F	4,58	7,32	8,16	5,80	6,78	7,62
TiO_2	0,14	—	—	—	—	—
	101,84	102,11		101,89	102,73	103,74
O = F . . .	1,93			2,44	2,86	
	99,91		98,87	99,45	99,87	

I. Irvingit von Wausau, Wisc. II. Polylithionit von Kangerdluarsuk, Grönland. III. Polylithionit von Narsarsuk, Grönland. IV. Lepidolith von Rumford, Maine. V. Kryophyllit von Auburn, Maine. VI. Zinnwaldit von Zinnwald, Böhmen. **F. Rinne.**

A. Lacroix: Sur une nouvelle espèce minérale provenant du Congo français. (Compt. rend. **146**. p. 722. 1908.)

Das neue, Planchéit genannte Mineral begleitet den in dies. Jahrb. 1894. I. -42- besprochenen Dioptas von Mindouli, und zwar 1. auf Kalkspat als dunkelblaue, warzige, feinfaserige Unterlage des Dioptas; 2. in Adern kompakten Kalkes auf Cuprit in blaßblauen sphärolithischen Nadeln, umhüllt von Malachit und gediegen Silber; 3. chrysotilähnlich auf Spalten von Sandstein in bis 4 cm langen hellblauen Fasern. In den Fasern liegt c und die Ebene der optischen Achsen stets // der Längsrichtung; die Brechung ist etwas höher als bei Dioptas (1,697), die Doppelbrechung 0,04, stärkste Absorption (blau) // der Längsrichtung. Verhalten v. d. L. wie bei Dioptas, von Säuren nur schwierig angegriffen und ohne Gelatination. Dichte 3,36; Zusammensetzung nach Analyse a $Si_{12}O_{44}Cu_{15}H_{10}$, was die Zahlen unter b verlangt.

	a.	b.
SiO_2	37,16	36,04
CuO	59,20	59,46
FeO	Spur	—
H_2O	4,50	4,50
Sa. . . .	100,86	100,00

O. Mügge.

K. Jimbo: Cordierite in Copper Ore-Deposit, found in the Hitachi mine, Hitachi province. (Beitr. z. Min. Japans. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 125, 126.)

Zwei Lagergänge in kristallinischen Schiefern, besonders Amphibolite und Glimmerschiefer mit Kalk, bestehen aus körnigem Schwefel- und Kupferkies, lagenförmig durch eingewachsene fremde Mineralien, darunter Quarz, zuweilen in ziemlichen Mengen. In diesem sind die bis 2 cm langen, sechsseitigen, basisch begrenzten Cordieritkristalle eingewachsen. Die Farbe ist schmutzig grünlichgrau, selten hellgrau, ähnlich dem Quarz der Grundmasse, das Mineral ist aber weicher als dieser, denn es bildet ein Aggregat von Glimmerschuppen, in dem aber noch ein frischer, klarer und farbloser Kern steckt. Auf basischen Schliffen geht die optische Achsenebene einer Seitenfläche parallel. **Max Bauer.**

G. Friedel: Sur un nouveau gisement de pilolite (lassalite). (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 80—84. 1907.) [Dies. Jahrb. 1902. II. -197-.]

Lassalit wurde am Saalband eines in anscheinend cambrischem Kalk aufsetzenden Blendeganges bei Can Pey in der Nähe von Arles-sur-Tech (Pyr. orient.), ebenso in den mit ockerigen und manganhaltigen Zersetzungsprodukten gefüllten Taschen des Kalkes wie in der Blende selbst gefunden. Er erscheint schneeweiß, zähe wie faseriger Karton, schwillt in Wasser stark auf und verbreitet dann beim Erhitzen einen sehr starken Tongeruch. U. d. M. erscheint er kurzfaserig, zwischen gekreuzten Nicols im Grau erster Ordnung mit c // der Längsrichtung (ebenso das Vorkommen von Miramont). Auch in chemischer Hinsicht (Anal. unter I, bezogen auf wasserfreie Substanz) ist er dem Vorkommen von Miramont sehr ähnlich; der höhere Gehalt an SiO_2 ist wohl z. T. durch eingeschlossene Quarzkörnchen veranlaßt, indessen entspricht die Zusammensetzung nach dieser Analyse noch schlechter als nach der früheren der Formel $12\,SiO_2 . 2\,Al_2O_3 . 3\,MgO . 8\,H_2O$, statt dieser wird jetzt einstweilen vorgeschlagen $5\,SiO_2 . Al_2O_3 . MgO . \frac{7}{2}H_2O$, welche die Zahlen unter II verlangt. Der Name Lassalite wird zurückgezogen zugunsten des von Heddle 1879 beschriebenen Pilolit, mit dem er identisch zu sein scheint.

	I.	II.
Wasserverlust bis 100°	9,96	—
Wasserverlust bis zum Glühen	13,70	14,2
SiO_2	70,28	68
Al_2O_3	21,64	23
MgO	7,56	9
CaO	0,24	—
FeO	0,38	—
Summe (ohne Wasser)	100,10	

O. Mügge.

Wm. P. Blake: Tourmaline of Crown Point, Essex Co., N. Y. (Amer. Journ. of Sc. **25**. p. 123—124. 1908.)

Der Turmalin kommt in Konkretionen von Phosphorit vor; es werden lichtbraune, durchsichtige Bruchstücke von Edelsteincharakter erwähnt, auch solche mit Endflächen. Gezeichnet ist ein antiloger Pol mit r = (10$\bar{1}$1), y = (40$\bar{4}$1), e = (01$\bar{1}$2), o = (02$\bar{2}$1), t = (21$\bar{3}$1), u = (32$\bar{5}$1), v = (13$\bar{4}$1). Der Querschnitt ist regelmäßig sechseckig durch a (11$\bar{2}$0). Die m (10$\bar{1}$0)-Flächen sind schmal und in 6-Zahl vorhanden. **F. Rinne.**

Kotoro Jimbo: On some zeolites found in Japan. (Beitr. z. Min. von Japan. Herausgeg. von T. Wada. No. 3. 1907. p. 115—120.)

Analcim von Maze, Provinz Echigo, in Hohlräumen eines Basaltagglomerats, begleitet von Apophyllit und feinen Nadeln von Natrolith, auf denen zuweilen kleine Kalkspatkristalle aufgespießt sind. 202 (öfters

mit kleinen Flächen von $\infty O\infty$) bis 2 cm groß. Stets deutlich doppeltbrechend, stärker beim Erhitzen; wird für einzelne orientierte Schliffe speziell mitgeteilt. Analyse No. I.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	49,87	50,18	60,58	54,00
Al_2O_3	10,24	1,33[1]	15,67	17,94
CaO	12,53	26,10	6,25	7,94
K_2O	0,99	3,16	0,12	1,12
Na_2O	—	—	1,51	
F	11,03	0,95	—	—
Glühverlust . . .	14,26	17,83	15,98	19,37
	(98,92)	(99,55)	(100,11)	(100,37)

I. Analcim von Maze, nach Tsukamoto. II. Apophyllit, ebenso. III. Heulandit von Chichijima, nach Tsukamoto. IV. Desmin von Obara, nach Shimizu.

Apophyllit von Maze (siehe Analcim), weiß oder grünlichweiß, bis 4 cm lange und 2,5 cm dicke Kristalle, pyramidal mit ausgedehnten Flächen 0P und $\infty P\infty$, durch hypoparallele Verwachsung nicht selten krummflächig. Spaltungsplättchen zeigen alle + Doppelbrechung, vier Sektoren nach den Seiten, die an größeren Exemplaren zuweilen mit bloßem Auge zu sehen sind, und ein Kreuz wie die Kristalle von Andreasberg. In den Sektoren ist die optische Achsenebene, die der größten Elastizität entspricht, senkrecht zu den Seiten der basischen Schnitte. Die optischen Verhältnisse werden sehr eingehend dargestellt. Analyse No. II.

Heulandit von Hatzuneura und anderen Orten der Insel Chichijima der Ogasawara-Gruppe, in einem grünen, stark zersetzten Eruptivgestein, wodurch die Kristalle ebenfalls grün gefärbt sind. Begleiter: weißer und rosenroter prismatischer Apophyllit. Die bis 3 cm langen und 13 mm dicken Kristalle sind begrenzt von: 0P, ∞P, $2P\bar{\infty}$, $\infty P\grave{\infty}$ und $-2P\bar{\infty}$. Optisch anomal durch Felderteilung auf der Hauptspaltungsfläche mit einem dunkelumgrenzten Zentrum. Analyse No. III.

Chabasit von Osawa bei Nikko aus einem Gang im zersetzten Andesit. Die bis 8 mm großen Kristalle sind begrenzt von R und $-\frac{1}{2}R$; teils einfach, teils Zwillinge nach 0R oder R; die Flächen sind durch Eisenoxyd rot. Basische Schnitte nahe der Endecke zeigen sechs ganz unregelmäßig abgegrenzte Felder, Schnitte // der Rhomboederfläche zwei Felder nach der kleinen Diagonale, entsprechend der Federstreifung. Begleiter: Natrolith und Kalkspat.

Desmin von Obara aus einem dunkelgrauen Andesit, begleitet von fast undurchsichtigem weißem Heulandit, Epistilbit (?) und einem Zeolith aus der Natrolithgruppe. Weiße garbenförmige Kristalle der gewöhnlichen Art zeigen die Zusammensetzung No. IV. **Max Bauer.**

[1] Mit etwas Fe_2O_3.

H. L. Bowman: On Hamlinite from the Binnental, Switzerland. (Min. Mag. London 1907. **14**. No. 67. p. 389—393.)

Hamlinit kommt im weißen Dolomit vom Binnental zusammen mit Hyalophan, farblosem Schwerspat, Dolomitrhomboedern, Quarz und Rutil vor. Es wurden folgende Formen beobachtet: c = 0R (0001), r = R (10$\bar{1}$1), f = —2R (02$\bar{2}$1). Spaltbarkeit // 0R (0001) gut, Farbe fast farblos bis rotbraun. Die flachen, tafelförmigen Kristalle sind hell mit dunklen Flecken im Zentrum. Optisch einachsig mit mäßiger positiver Doppelbrechung. Die größeren Kristalle zeigen Felderteilung. Die sechs Felder sind zweiachsig, Achsenebene nahezu senkrecht zu den Randkanten der Basis. 2E bei 50°, das Zentrum ist einachsig.

Chemische Zusammensetzung: P_2O_5 24,2, 26,1, Al_2O_3 35,6, SrO 19,2, 20,5, BaO 0,2, 0,1, H_2O, F, Glühverlust 15,6, 15,6, 16,0, K_2O 0,4, SiO_2 5,9, 3,8, 0,9, 0,7. In HCl unlöslich. H_2O direkt bestimmt an reinem Material 12,4. Spez. Gew. 3,219—3,266. **v. Wolff.**

A. Lacroix: Sur deux gisements nouveaux de métavoltite. (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 30—36. 1907.)

Metavoltin findet sich auf Milos an den Wänden einer Schwefelwasserstoff-Fumarole zusammen mit Schwefel und Alunogen in zersetztem Schiefer. Es sind hexagonale, optisch negative Blättchen, ω goldgelb, ε blaßgelb. In stark veränderten Schiefern westlich Pyromeni, wo die Fumarolen bereits erloschen sind, ist außer Quarz, Gips und Alunit ein dem Paraaluminit ähnliches Mineral, anscheinend aus Albitknauern gebildet; die überlagernden, ebenfalls sehr zersetzten Tuffe sind vielfach durch Hyalit verkittet und führen neben viel Alunit Knauern von Karphosiderit.

Auf Vulcano wurde von Judd über ein Vorkommen von Voltait in einer Grotte der Faraglioni bei Porto di Levante berichtet; Verf. fand außerdem Alunogen, z. T. in starken, aus langen seidigen Fasern aufgebauten Krusten und Stalaktiten, Kalialaun, Coquimbit, Kupfersulfat und Metavoltin. Letzterer findet sich einmal in rosettenförmig gruppierten, bis 2 mm großen hexagonalen Blättchen auf Hohlräumen in Coquimbit und Eisenalaun, zweitens in kleinen Blättchen am Boden. Er ist früher vermutlich für Coquimbit gehalten und möglicherweise aus dem von Judd beobachteten Voltait entstanden (vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -333-).

O. Mügge.

Waldemar T. Schaller: Notes on Powellite and Molybdite. (Amer. Journ. of Sc. **25**. p. 71—75. 1908; Zeitschr. f. Krist. **44**. 1907. p. 9—13.)

1. Powellit von Barringer Hill, Llano Co., Texas. Das Mineral bildet Pseudomorphosen nach Molybdänglanz, dessen blätteriges Gefüge oft noch erhalten ist. Seine Farbe ist ein schmutziges Weiß bis Grau, auch bräunlich. Es läßt sich zu feinstschuppigem, der Haut an-

hängendem Pulver zerreiben. Spez. Gew. 4,23. Analyse: CaO 27,46, MoO_3 67,90, Glühverlust 2,33, MoS_2 1,50, SiO_2 0,88; Sa. 100,07.

2. Powellit von Oak Springs, Nye Co., Nevada. Das Mineral kommt dort in einem $1\frac{1}{2}$ cm starken Gange vor, der in einem weichen, erdigen, also verwitterten Gestein verläuft, auch in zentimetergroßen Stücken in letzterem selbst. Matte, graue, zuweilen auch eisenschüssige, gebogene, plattige Massen. Neben dem Powellit findet sich Scheelit. Auch hier stellt der Powellit eine Pseudomorphose nach Molybdänglanz dar, wie Übergänge zeigen. Bei der Umänderung des Molybdänglanzes ist der Scheelit allem Anschein nach gar nicht umgewandelt. Spez. Gew. 4,24. Analyse: CaO 26,44, MoO_3 62,43, Fe_2O_3 1,17, Glühverlust 2,69, SiO_2 6,80, WO_3 Spur; Sa. 99,53.

3. Spezifisches Gewicht des Powellit. Die oben angeführten Werte für das spezifische Gewicht des Powellit sind korrigierte Zahlen. Sie wurden auf Grund der empirischen Daten unter Berücksichtigung der Einschlüsse erhalten, deren Art die chemische Analyse aufdeckte. Ungewiß ist dabei die Natur des Glühverlustes, der bei der Berechnung des spezifischen Gewichts als Wasser angesehen und mit dem spez. Gew. = 1 eingesetzt wurde. Bemerkenswert ist, daß die angenommene Zahl für G. des Powellit = 4,24 mit dem Wert 4,267 gut übereinstimmt, den man unter der Voraussetzung, daß Powellit und Scheelit (G. = 6,4) dasselbe Molekularvolumen haben, errechnen kann.

4. Molybdit von Hortense, Colorado. Gelbe, bis 2 cm große Klumpen, erdig, doch mikroskopisch gut kristallisiert. Vergesellschaftet mit Molybdänglanz, Quarz, Glimmer. Analyse (nach Abzug des Unlöslichen): H_2O 20,19, Fe_2O_3 20,30, MoO_3 59,51. Die Formel $Fe_2O_3 . 3\,MoO_3 . 7\frac{1}{2}\,H_2O$ verlangt: H_2O 18,57, Fe_2O_3 22,01, MoO_3 59,42. Spez. Gew. 3,026. Zieht man die Verunreinigungen Molybdänglanz und Quarz in Betracht, so erhält man, allerdings ohne Rücksichtnahme auf hygroskopisches Wasser, für G. den Wert 2,99. **F. Rinne.**

Fr. Slavik: Whewellit von Schlan. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 38. 8 p. Mit 4 Textfig. Böhmisch; deutsches Résumé.) [Vergl. dies. Jahrb. 1909. I. -15-.]

Im Theodorschachte bei Pchery unweit Schlan wurde in den Klüften einer Dislokationsbreccie in der Steinkohlenformation Whewellit gefunden, dessen Kristalle Ankeritrhomboedern und nach d (102) säulenförmigen gelben Baryten aufsitzen. Drei ungewöhnlich große und schöne Kristalle (der größte mißt $35 \times 37 \times 20$ mm und wiegt 23 g) sind Zwillinge nach $(\bar{1}01)$; an zwei von ihnen waltet die neue Form δ $(\bar{1}21)$ bedeutend vor, neben ihr sind die Flächen der Basis, der gerundeten Prismen und z. T. des Klinopinakoids am breitesten entwickelt. Am dritten Kristall tritt δ gegenüber b und der Vertikalzone mehr in den Hintergrund. Demselben saßen einige winzige einfache Kristalle auf, von welchen einer

eine ungewöhnliche keilförmige, nach einer Fläche von n (230) tafelförmige Ausbildung aufweist mit (001), ($\bar{1}21$) und ($\bar{1}10$) als Hauptflächen der seitlichen Begrenzung.

Im ganzen wurden am Schlaner Whewellit elf Formen konstatiert: b (010), c (001), m (110), n (230), u (120), x (011), z (014), e ($\bar{1}01$), f (112), $*\delta$ ($\bar{1}21$), $*\gamma$ (121), von denen letztere zwei neu sind; außerdem treten hier schlecht ausgebildete, unbestimmbare Klinopyramidenflächen und ein zu (150) vizinales Prisma auf. Die Basis ist bisweilen durch eine vizinale Klinopyramide (hkl) ersetzt, die Prismen gegen die (anderwärts deutlich entwickelten) steilen, negativen Orthopyramiden zugerundet, das Grundprisma an einem Kristalle durch ein vizinales Orthoprisma vertreten.

Die Dichte der einzelnen Kristalle beträgt: 2,223, 2,222, 2,229.

Analyse (Jarosl. Milbauer) lieferte:

C_2O_3 49,65, CaO 38,46, H_2O 12,14; Sa. 100,25. **Fr. Slavik.**

B. Ježek: I. Beitrag zur Morphologie des Whewellits. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 24. 12 p. Mit 1 Taf. Böhmisch; deutsches Résumé.)

—: II. Weiterer Beitrag zur Morphologie des Whewellits. (Ibid. 1908. Mit 5 Textfig.)

I. 1. Vom Glückaufschacht bei Neubannewitz untersuchte Verf. einen rundum ausgebildeten, wasserklaren, 7 mm messenden Zwilling nach e ($\bar{1}01$) von der Kombination:

b (010), c (001), u (120), *d (250), l (130), e ($\bar{1}01$), z (014), y (012), x (011), *i (032), $*\varphi$ ($\bar{1}12$), s ($\bar{1}32$), $*\sigma$ ($\bar{3}21$).

Der Kristall ist tafelförmig nach b, neben welchem auch x, σ und die Prismen in größeren Flächen auftreten. Neben einer Fläche von x tritt ein vizinales Klinodoma mit sehr gutem Signale auf, etwa von der Lage (0 . 42 . 41).

Ein kleinerer Zwilling von Burgk zeigt trotz der äußeren Ähnlichkeit eine ganz abweichende Entwicklung, indem hier e ($\bar{1}01$) vorwaltet und der nach demselben tafelförmige Kristall noch n (230), y (012) und c (001) in größeren, b (010), x (011), z (014), φ ($\bar{1}12$), σ ($\bar{3}21$) in kleineren Flächen aufweist.

2. Von Zwickau untersuchte Verf. einfache, länger und kürzer vertikal säulenförmige Kristalle und stellte folgende Formen fest:

c (001), b (010), m (110), r (210), n (230), u (120), *d (250), e ($\bar{1}01$), $*\varkappa$ ($\bar{1}02$), x (011), y (012), *i (032), s ($\bar{1}32$), $*\pi$ ($\bar{2}11$).

3. Von Kopitz bei Brüx maß Verf., auch schon im Jahre 1901 Vrba, meißelförmige und isometrische einfache Kristalle mit den Formen:

c (001), b (010), m (110), r (210), n (230), u (120), e ($\bar{1}01$), $*\varkappa$ ($\bar{1}02$), t ($\bar{1}03$), $*\iota$ ($\bar{1}05$), x (011), w (016), y (012), f (112), $*\lambda$ (118), p ($\bar{2}16$), o ($\bar{3}16$).

Es werden also der neuerdings durch Becke vermehrten Formenreihe des Whewellits acht neue Formen eingefügt.

Optische Eigenschaften untersuchte Verf. an dem schönen Zwilling von Neubannewitz und fand an den vorzüglichen b-Flächen mit Abbe'schem Refraktometer:

$\alpha = 1{,}4902 \quad \beta = 1{,}5551 \quad \gamma = 1{,}6494 \quad \gamma - \alpha = 0{,}1592.$

Daraus folgt $2V_{Na} = 83^0\,42'\,18''$ berechnet. Die Auslöschungsschiefe auf (010) beträgt $6^0\,20'$ zur Zwillingsgrenze, $30^0\,20'$ zur Vertikale im stumpfen Winkel β, 13^0 zur Klinodiagonale im negativen Sinne.

Dichte des Whewellits von Neubannewitz = 2,225, von Kopitz 2,226.

Die Analyse des Kopitzer Whewellits (F. Plzák) ergab: C_2O_3 49,38, CaO 38,83, H_2O 12,31; Sa. 100,52, mit der Formel $CaC_2O_4 . H_2O$ genau übereinstimmend.

Die mit dem Whewellit vom Venustiefbau bei Brüx vorkommenden Blattabdrücke gehören nach E. Bayer der Spezies *Ulmus longifolia* an.

II. Fortgesetzte Untersuchungen am Burgker und Zwickauer Material führten Verf. zur Konstatierung weiterer neuen Formen des Whewellits:

1. Von Burgk untersuchte Verf. zwei herzförmige Zwillinge, an denen er außer bcuexl (130), f (112), d (250), σ ($\bar{3}21$), s ($\bar{1}32$) folgende neue Formen fand: $*\mu$ (101), $*\nu$ (205), $*\varrho$ ($\bar{1}\bar{1} . 8 . 3$), $*\upsilon$ (140), $*\zeta$ (290), $*\vartheta$ (150), ferner ein Kristallbruchstück mit beldufxs, P (111) und der neuen Fläche $*\chi$ (454), endlich einen auf Calcit aufgewachsenen Zwilling, der durch die breite Entwicklung von P und f ein den „butterfly twins" des englischen Kalkspats ähnliches Aussehen gewinnt und an dem weiter die Formen bcnuexσ vertreten sind.

2. Von Zwickau wurde ein einfacher Kristall und zwei herzförmige Zwillinge gemessen. Der erstere ist vertikal säulenförmig, die vorwaltenden Flächen sind jedoch nicht Prismen, sondern sehr steile, namentlich dem Grundprisma genäherte Pyramiden, welche sehr unvollkommene Flächen aufweisen und sich nicht bestimmen ließen. Sichergestellt wurden hier die Formen cexi (032), y (012), π ($\bar{2}11$).

Die zwei Zwillinge weisen außer den bekannten Formen: bcnuexyz (014), α (031), l (130), d (250), Pfϱ ($\bar{1}\bar{1} . 8 . 3$) σs drei neue auf: $*\omega$ (232), $*\xi$ ($\bar{1}\bar{4} . 26 . 1$), $*\psi$ (0 . 11 . 5).

Zum Schlusse gibt Verf. ein Verzeichnis der nunmehr 51 Formen zählenden Kristallreihe des Whewellits und eine Übersicht des Vorkommens der Formen nach den Fundorten. **Fr. Slavik.**

Geologie.

Physikalische Geologie.

F. W. Pfaff: Über Schwereänderungen und Bodenbewegungen in München. (Geogn. Jahreshefte. **15**. 1902. 1—9. München 1903.)

Pfaff hat einen von Temperatur-, Barometerschwankungen und Erzitterungen des Bodens unabhängigen Apparat konstruiert, der die Einwirkung von Sonne und Mond auf die Schwerkraft der Erde und ferner ganz geringe Neigungen des Erdbodens zu messen gestattet. Der Apparat besteht aus zwei rechteckigen, 10 cm tiefen Becken von 19 m Oberfläche, die mit Wasser gefüllt und durch ein Rohr von 3,1 mm lichter Weite verbunden sind, in dem sich als beide Wassermassen trennende Scheidewand ein in Wasser unlösliches Flüssigkeitsgemisch vom spezifischen Gewicht des Wassers befindet. An der Verbindungsröhre wird die Verschiebung der trennenden Schicht mittels Mikroskops abgelesen, in Winkelmaß umgerechnet und so die Neigung, die der Erdboden erfahren hat, bestimmt.

Die durch längere Monate hindurch fortgesetzten Beobachtungen an diesem Apparat hatten folgende Ergebnisse: Die anziehende Kraft von Sonne und Mond äußerte sich nur sehr schwach. Dagegen fanden im Lauf der Zeit sehr beträchtliche Wanderungen der trennenden Flüssigkeit im Glasrohr, abwechselnd westlich und östlich [1], statt, die nur auf Bewegungen des Bodens zurückgeführt werden können. (Wirkungen der Temperatur, der Luftdruckschwankungen und gezeitenartige Bewegungen sind ausgeschlossen.) Im Maximum betragen diese Bewegungen 0,001". Verwertet man zu diesen Beobachtungen noch die Ergebnisse der Schweremessungen, die Verf. ausgeführt hat, so ergibt sich das Auftreten einer Welle von 1,8 m, die sich, wahrscheinlich in einer zur N.—S.-Linie senkrechten Richtung, über die Erdoberfläche fortpflanzt. Ob sie von W. nach O.

[1] Es ist nicht angegeben, in welcher Richtung die Achse der Glasröhre des Apparates stand. Ref.

oder von O. nach W. fortschreitet, ist aus den Messungen nicht zu ersehen. Ihre Dauer schwankt zwischen 8 und 4 Wochen.

Man könnte den Apparat benutzen, um die Grenzen der Bruchränder und der Schollen der Erdkruste zu bestimmen, wofern in denselben verschieden gerichtete Bewegungen stattfinden. Durch Beobachtung an zwei Punkten könnte die Richtung der Bewegung festgestellt werden. Endlich würden sich an diesen Apparaten vielleicht Erdbeben und vulkanische Ausbrüche vor ihrem Eintritt bemerkbar machen. **Otto Wilckens.**

F. Jaeger: Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Inaug.-Diss. d. Univ. Heidelberg. Stuttgart 1904. 53 p. 1 Karte.

Auf Grundlage der Odenwaldblätter der hessischen und badischen geologischen Landesaufnahme werden die dortigen Oberflächenformen ergründet und beschrieben, insbesondere die Flußnetze und Wasserscheiden, die Stufenerosion mit ihren Modifikationen durch Verwerfungen, zum Schluß die Formen der Täler und Gehänge. Für die heute noch strittige Frage der Vergletscherung des Odenwaldes hat Verf. keine bejahenden Anzeichen gefunden. **Welter.**

H. Küster: Zur Morphographie und Siedelungskunde des oberen Nahegebiets. Inaug.-Diss. Marburg 1905. 65 p. 2 Karten.

Im ersten Teil der Arbeit, der hier allein zu besprechen ist, gibt Verf. einen kurzen Überblick über den geologischen Aufbau des Gebiets; er stützt sich hierbei besonders auf die Aufnahmen der preußischen geologischen Landesanstalt. Dann kommt er auf die Ausbildung der Oberflächenformen und ihren Zusammenhang mit der geologischen Beschaffenheit des Bodens zu sprechen. Im Gebiete des Devon, auf der linken Naheseite, wird die Talbildung bedingt durch den Gegensatz zwischen den als steile Sättel aufragenden Quarzitrücken und den die Mulden zwischen ihnen ausfüllenden, leichter verwitternden Hunsrückschiefern. Im Bereiche des Rotliegenden ist die Gestaltung der Oberfläche abhängig von den in die Sandstein- und Konglomeratschichten eingeschalteten Eruptivmassen. Mit einer deutlichen Steilstufe hebt sich der Bezirk der Eruptivgesteine aus den Sandsteinen heraus. Während die Melaphyre eine ziemlich geschlossene, einförmige Hochebene bilden, ist das Porphyrmassiv durch zahlreiche Kuppen und Kegel gekennzeichnet. In den Porphyren sind die Täler weit und haben gerundete Hänge, während sie im Melaphyr eng und steil eingeschnitten sind. Dem Aufsatz sind zahlreiche Karten und Skizzen zur Erläuterung der Talbildung und Gestaltung der Oberflächenformen beigegeben. **H. Gerth.**

O. H. Evans: Notes on the Raised Beaches of Taltal (Northern Chile). (Quart. Journ. Geol. Soc. 63. 64—68. 1907.)

Verf. hatte während zweier Jahre Gelegenheit, die alten Strandterrassen an der Küste der Atacama-Wüste zu studieren. Dort zieht sich längs der Küste eine schwach geneigte Ebene hin, die in den Tälern zu beträchtlicher Höhe bei entsprechender Entfernung von der See aufsteigt. Gebildet wird sie von losem, abgerolltem Material, untermischt mit Muschelschalen. Diese Ebene steigt nicht glatt, sondern mit Absätzen vom Strande an, und es gelang Verf., drei scharf markierte Terrassen und zwei weniger deutliche nachzuweisen. Die Kanten der drei Hauptterrassen liegen bei 15, 80 und 200 Fuß über dem Meeresspiegel. Dort, wo die Terrassen fehlen, zeigen sich höhlenbesetzte Strandlinien längs der Küste.

Schalenanhäufungen oberhalb von 200 Fuß haben sich zumeist als „Kjöggenmögger" der alten Chango-Indianer erwiesen.

Interessant ist die Umwandlung, die vielfach die Schalen in den alten Strandterrassen erlitten haben; so sind gewisse Schalen, speziell die von Oliva, nach Art der fossilen Echinodermen spätig geworden, ferner hat dort, wo die Schalen unter der Einwirkung des Sprühregens der Wellen stehen, eine Auflösung der Schalen stattgefunden, so daß sich nur die Abdrücke, oft aus salziger Substanz bestehend, erhalten haben.

H. Philipp.

R. Bréon: Galets et sables du Pas-de-Calais. (Compt. rend. 144. 759—760. 1907.)

Die Sande des französischen Strandes längs der Straße von Calais, besonders bei Berck, führen außer den Kieselgeröllen, die aus der Kreide stammen, noch anderes grobes Material, dessen Anstehendes unbekannt ist, wie z. B. Gneis, Schiefer, Quarzit, Granit, Diorit, Syenit, Serpentin. Gosselet hat die Aufmerksamkeit auf diese Tatsache gelenkt. Nun zeigen auch die feinen Sande am Strande von Berck fremdartiges Material, das wie die obigen Gerölle vom armorikanischen Massiv herrühren muß; Verf. fand u. a. Turmalin, Granat, Diopsid, Chlorit. Für jene Gerölle könnte man annehmen, daß sie am Orte des Anstehenden mit Eis zusammen ins Meer geraten und nach ihrer heutigen Lagerstätte transportiert worden sind, aber für die Milliarden von Kubikmetern Sand des Strandes und der Dünen in den Departements du Nord, Pas-de-Calais und Somme muß wohl nach einer anderen Erklärung gesucht werden.

Johnsen.

J. Thoulet: Sur la marche des sables le long des rivages. (Compt. rend. 144. 938—940. 1907.)

Thoulet erwähnt obige Mitteilung von Bréon, wonach der Ufersand der Straße von Calais z. T. aus bretonischem Gesteinsmaterial hervorgegangen ist, sowie die viel älteren Beobachtungen von

Renard u. a., daß man Material der Normandieküste an der Westküste Dänemarks aufgefunden hat. Verf. bemerkt, daß Meereswellen und Gezeiten an dem südlichen Strande der Nordsee von Westen nach Osten gerichtet sind, und in dieser Richtung jagt die Brandung den Sand vor sich her; beim Zurückfluten jedoch folgen Wasser und Sand der Richtung des größten Gefälles, die ungefähr senkrecht zur Küstenlinie orientiert ist. Daher beschreiben die Sandkörner einen Zickzackweg, der sie immer weiter nach Osten führen muß. [Sogen. „Küstenversetzung". Ref.] Johnsen.

J. Brunhes: Sur les relations entre l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale. (Compt. rend. 144. 936—938. 1907.)

Die genauere Untersuchung von Gletschertälern und Flußtälern zeigt, daß, wenn man von der oberflächlichen Beschaffenheit der ersteren (wie Rundhöcker, Schrammungen, Politur) absieht, alte Gletschertäler und junge Stromtäler sehr viel Ähnlichkeit haben; das treppenförmige Längsprofil, das U-förmige Querprofil und sogar die sogen. Mündungsstufen sind beiden gemeinsam. Die Wirbelbewegungen der Flüsse werden in Gletschertälern von Gletscherbächen ausgeführt. Johnsen.

J. Thoulet: Fonds sous-marins entre Madagascar, la Réunion et l'île Maurice. (Compt. rend. 144. 405—407. 1907.)

Verf. untersuchte Proben des Meeresgrundes zwischen Tamatave (auf Madagaskar), St. Dénis (auf Réunion) und Port Louis (auf Mauritius). In diesem Gebiet treten drei Strömungen auf, welche im Verein mit der geologischen Beschaffenheit der benachbarten Küsten die Natur, die Dimensionen und die Verteilung der untersuchten Grundproben sehr gut erklären. Man wird daher auch umgekehrt, wenn man alte Sedimentgesteine untersucht, Schlüsse auf die petrographische Beschaffenheit der einstigen Meeresküsten und deren Lage, sowie auf einstige ozeanische Strömungen ziehen können. Johnsen.

E. Philippi: Geologischer und chemischer Bericht. [Deutsche Südpolar-Expedition auf dem Schiff „Gauß" unter Leitung von E. v. Drygalski. Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten seit der Abfahrt von Kerguelen bis zur Rückkehr nach Kapstadt 31. Jan. 1902 bis 9. Juni 1803. IV.] (Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde u. d. geogr. Inst. a. d. Univ. Berlin. Heft 5. 126—143. 1903.)

A. Geologie.

1. Die Heard-Insel (SSO. von den Kerguelen).

Der Kaiser-Wilhelm-Berg (ca. 2000 m), der den größten Teil der Insel einnimmt, trägt auf dem oberen Teil seiner Flanken einen zusammenhängenden Mantel von Firn und Eis. Weiter unten trennen Felsrippen wild zerrissene Gletscher, deren Mehrzahl das Meer erreicht und am Strande in einer Steilwand abbricht. Auf den westlichen Teil der Insel, der im wesentlichen eine sandbedeckte Ebene darstellt, erhebt sich u. a. ein Hügel von etwa 225 m Höhe, dessen Basis aus einer hellgrauen, zuweilen blasigen Lava mit großen Augit- und Olivinkristallen besteht. Darüber folgen geschichtete Agglomerate, und den Gipfel bildet rote, schlackige, poröse Lava. An den Abhängen des Hügels, der von einem vom Kaiser-Wilhelm-Berg kommenden Eisstrom umflossen wird, beobachtet man drei Moränen, von denen die jüngste vom Gletscher nur durch einen flachen Graben getrennt ist. Die Moränen des Gletschers liefern noch drei Gesteinstypen: dichten, schwarzen Basalt mit großen Olivinkörnern, ein schwarzes, porphyrisches Gestein mit großen Feldspaten und Olivinen, und ein blasiges, limburgitartiges Gestein mit großen Augit- und Olivinkristallen. Eine isolierte Felsgruppe auf der Heard-Insel, Rogers Head genannt, entsendet einen breiten, frischen Basaltfladenlavastrom, und trägt sechs sehr frische Kratere, die sich auf der halbzerstörten Flanke eines aus Agglomeraten aufgebauten älteren Eruptivkegels aufzubauen scheinen.

2. Der Gaußberg.

Nur am Gaußberg (366 m nach vorläufiger Bestimmung) fand die Expedition im antarktischen Gebiet anstehendes Gestein. Der Gaußberg hat die Gestalt eines kurzen, N.—S. gerichteten Rückens, der aus schwarzbrauner, körniger, zuweilen glasiger, vielfach von Poren durchschwärmter Leucitbasaltlava besteht. Auswürflinge und Tuffe fehlen, veränderte Einschlüsse von Granit und Gneis sind häufig. Ihre dunklen Gemengteile sind ausgeschmolzen und die Hohlräume durch glasige Lava erfüllt. Eigentümlich ist die Zyklopenmauerstruktur an den nördlichen Steilwänden des Berges. Wahrscheinlich ist die Entstehung des Gaußberges auf einen einmaligen Ausbruch zurückzuführen, der eine Quellkuppe geschaffen hat. Danach folgte noch eine Periode der Solfatarentätigkeit. Die Basaltkuppe ist stark verwittert, ihre Flanken sind zum großen Teil von Schutthalden bedeckt. Das Gestein ist sehr bröckelig. Daß der Berg früher einmal ganz vom Inlandeis bedeckt war, beweist das massenhafte Vorkommen erratischer Blöcke auf dem Gipfel und in allen Höhenlagen. Besonders auf den höheren Teilen des Berges zeigen sich an diesen Blöcken Erscheinungen, die als Windwirkungen aus der Wüste bekannt sind. Trotz der klimatischen Verschiedenheiten wirken auch in der Antarktis wohl dieselben Agentien an der Erzeugung dieser eigentümlichen Erosionsformen: große Temperaturunterschiede in kurzen Zeiträumen, große Trockenheit der Luft, heftige Winde. An der Nordost- und an der Nordwestseite des Berges lassen sich fünf deutliche Stufen erkennen, von denen die tiefsten am frischesten sind. Die Stufen selbst sind meist mit Gehänge- oder

Glazialschutt überdeckt; aber ihre Steilwände sind anstehendes Gestein. Zur Erklärung dieser Oberflächengestaltung muß man wohl annehmen, daß jede Stufe einer Periode entspricht, in der das schwindende Eis zeitweilig stationär blieb, wobei dann nur der frei herausragende Teil des Berges der Einwirkung der subaerischen Erosion unterlag. Das unterste Viertel des Gaußberges ist heute noch vom Inlandeis oder Meer bedeckt. Auch auf seinen Flanken, namentlich an der Süd- und Westseite, liegt sehr viel Eis und Schnee.

3. Gesteinseinschlüsse der Eisberge.

Gesteinseinschlüsse sind im allgemeinen auf die unregelmäßig geformten, vom Meer oder den Atmosphärilien schon stark angegriffenen Eisberge und hier in den meisten Fällen wieder auf bestimmte Bänder beschränkt. Beim Abschmelzen der Eisberge sammelt sich der Gesteinsschutt auf ihrer Oberfläche oder an ihrem Fuß an. Die Gesteinsbrocken sind eckig oder kantenbestoßen, oder es sind Facettengeschiebe. In der Umgebung der Winterstation der „Gauß“ fanden sich nur Gesteinsbrocken von archäischem Typus, so heller, granatführender und dunkler, biotitreicher, feingebänderter Gneis, Biotitgranit, braunvioletter Gabbro, ferner fanden sich seltener rötliche Quarzite.

4. Die Moränen des Inlandeises am Gaußberg liefern Geschiebe von demselben petrographischen Charakter wie die Eisberge. Am Rande des sogen. Westeises fand sich eine Moräne von lokalem Charakter, insofern als ihre Blöcke und Geschiebe fast alle aus Gabbro bestanden.

5. Gesteinsbrocken aus Tiermagen. Diese sind mit den Eisberggeschieben im allgemeinen identisch. In dem Magen der Pinguine waren die rötlichen Quarzite ziemlich häufig.

B. Grundproben.

Es wurden bei 72 Lotungen 60 Grundproben gewonnen. Von den wichtigsten Ergebnissen sind zu nennen: Die Nordgrenze des Diatomeenschlammes gegen den Globigerinenschlamm liegt weiter südlich, als die Karte des Challenger-Report angibt. In der Nähe der Crozet-Inseln und bei Kerguelen wurde harter Grund oder Trümmer vulkanischer Gesteine angetroffen. Das Gebiet der glazialen Meeresablagerungen wurde in 61° 58′ s. Br. dicht vor der Eiskante erreicht. Sie bestehen aus tonigen Granden und Sanden oder Tonen mit sandigen und grandigen Beimischungen, und werden mit größerer Entfernung vom Inlandeis immer feinkörniger. Globigerinen sind darin leidlich häufig; auffallend ist der Mangel an Diatomeen. Innerhalb des Treibeisgebietes erwiesen sich aber alle Grundproben als kalkfrei und da der Meeresboden vielfach von kalkausscheidenden Organismen bedeckt ist, so muß man annehmen, daß in diesen Teilen des antarktischen Meeres der Kalk sehr stark gelöst wird. Die Verteilung der Meeresabsätze nahe dem Inlandeis ist sicher mannigfaltiger, als man bisher angenommen hat.

Roter Ton wurde z. B. zwischen 28° 21′ und 26° 30′ s. Br. in Tiefen von 4200—5400 m angetroffen. Zwischen Madagaskar und dem afrikanischen

Festland scheint der Globigerinenschlamm viel geringere Ausdehnung zu besitzen, als bisher angenommen wurde.

C. Chemische Arbeiten.

Diese bezogen sich auf den Salzgehalt des Oberflächenwassers und der Wasserproben aus den Tiefschöpfungen. Das Ergebnis dieser letzteren ist, daß im Polarwasser der Salzgehalt mit der Tiefe zu steigen pflegt, während er in den wärmeren Meeren fällt und erst in bedeutenden Tiefen wieder etwas zunimmt. **Otto Wilckens.**

J. Thoulet: Sur la lithologie océanographique de mers anciennes. (Compt. rend. **144**. 1075—1077. 1907.)

Die Untersuchung der Meeresböden zeigt, daß außer der vorherrschenden Menge von Kalk, Quarz und Ton stets noch andere seltenere Partikeln auftreten, die für ein bestimmtes Gebiet charakteristisch und ihrem Ursprung nach auf benachbarte Küsten und Meeresströmungen zurückzuführen sind. So ist der Sericit dem Bassin eigentümlich, das östlich von Madagaskar liegt, Basalt dem Küstengebiet von Mauritius und Réunion, gewisse vulkanische Partikeln der Umgebung der Azoren, der Saphir dem Gebiet von Groix usw. Diese Minerale verraten nach Art, Größe und Form den Gesteinscharakter benachbarter Küsten und den Weg des Transportes. Ähnliches muß offenbar auch die Prüfung längst verfestigter und dem Meere entzogener Sedimente ergeben; durch Schlämmung, Trennung nach spezifischem Gewicht und mikroskopische Analyse kann man in der Tat solche spärlichen, seltneren Gemengteile auch in Kalksteinen, Mergeln, Sandsteinen etc. nachweisen. Thoulet untersuchte in dieser Hinsicht solche Gesteine aus der Trias, der Lias, dem Bajocien und dem Bathonien der Umgegend von Nancy sowie Kreide der Felsen von Dieppe. Es fanden sich 0,02—0,1 % charakteristischer Partikelchen, in der Kreide z. B. Glaukophan, in den Gesteinen von Nancy Tremolit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Spinell, Pyrit u. a. **Johnsen.**

E. A. Martel: Sur les gouffres de la mer et le volcanisme. (Compt. rend. **144**. 1468—1470. 1907.)

Kürzlich hat Mercalli von neuem auf die Rolle hingewiesen, welche submarine Infiltrationen in dem Eruptivmechanismus spielen können. Verf. macht darauf aufmerksam, daß bei Argostoli (Kephallenia) Spalten des kalkigen Strandes pro Sekunde 600—700 l Meerwasser absorbieren. Zahlreiche ähnliche Erscheinungen sind von Lorenz, Fouqué, Philippson, Issel, Fischer u. a. vom Peloponnes, aus Dalmatien etc. beschrieben worden; südlich von Abbazia (Istrien) verschlingt der sogen. Teufelsschlund nach v. Knebel 1000 l Wasser pro Sekunde. Verf. glaubt, daß solche Öffnungen, wie man sie an Ufern und unter Seen festgestellt,

auch in den tieferen Ozeanpartien am Meeresboden vorhanden sind. Daß die Meeressedimentierung solche Öffnungen keineswegs verstopfen muß, ergibt sich aus der Langsamkeit jenes Prozesses; so fanden Pruvot und Robert am Cap Creux (Dép. Pyrénées-Orientales) eine Lage pliocäner Muscheln, die noch vollkommen unbedeckt war. Solche Spalten können auch infolge von Erdbeben und von vulkanischen Vorgängen sich fortwährend bilden und gestatten dem Meereswasser Zutritt in den festen Untergrund; das Wasser vermag dann vulkanische Eruptionen zu verursachen oder es tritt in Gestalt von Thermen wieder hervor. **Johnsen.**

E. A. Martel: Sur les clues de Provence et sur les irrégularités des courbes d'équilibre des cours d'eau. (Compt rend. **144**. 533—535. 1907.)

Verf. untersuchte 1905 und 1906 die Erosionstätigkeit des strömenden Wassers in den Canyons der Départements Alpes-Maritimes, Var und Basses-Alpes und fand, daß der Grad der Auswaschung nur von der Geschwindigkeit der Strömung und der petrographischen Natur des Gesteins abhängt, daß der verschiedene Widerstand der einzelnen Terrains eines Stromtales ein bestimmtes Gleichgewichtsprofil im allgemeinen nicht zustande kommen läßt und daß die Annahme, aufgelockerte Schichten unterlägen beträchtlicherer Erosion als etwa normal geschichteter Kalk, irrtümlich ist. **Johnsen.**

P. Carles: Le fluor dans les eaux minérales. (Compt. rend. **144**. 37—39. 1907.)

In dem Wasser des Bourbonnais und in demjenigen von Néris ist Fluor nachgewiesen worden; in dem letzteren Fall engte Verf. einige Liter auf den zehnten Teil ein und fügte zu dem sehr alkalischen Rest saures Calciumacetat. Der mit Schwefelsäure versetzte Niederschlag ätzte Glas. Daraufhin hat Verf. eine große Zahl von Wässern untersucht, indem er mittels Salzsäure (zur Vertreibung der Kohlensäure), Baryumchlorid und Kaliumacetat einen Niederschlag erzielte, diesen mit Schwefelsäure behandelte, den Fluorwasserstoff auf Glas einwirken ließ und die Menge mittels einer Skala von Glasätzungen abschätzte, die er mit steigenden Mengen von Fluornatrium herstellte. Es ergaben sich Fluoridgehalte von 0,002—0,02 g pro Liter. **Johnsen.**

L. van Werveke: Versuche zur Erweiterung der Wasserversorgung von Mülhausen im Elsaß. (Mitt. d. philomath. Ges. in Els.-Lothr. 1904. 160—170. Taf. IV.)

Die Stadt Mülhausen i. Els. bezieht ihr Wasser von zwei im Dollertal gelegenen Entnahmestellen, deren Leistungsfähigkeit nicht noch mehr erhöht werden kann, so daß man sich für die Zukunft nach einer anderweitigen Gelegenheit für eine etwa nötig werdende Vergrößerung der Wassermenge umsehen muß. Dafür kommen in Betracht: 1. eine Stauweiheranlage in der Lerchenmatt bei Sewen, 2. das Grundwasser des Illtals und 3. dasjenige der Rheinebene. Das Wasser der Vogesenstauweiher scheint zwar nach den dürftigen, bisher vorliegenden Untersuchungen für Wasserversorgung alle geeigneten Eigenschaften zu besitzen; aber ohne vorherige Reinigung durch unterhalb des Weihers angelegte Rieselwiesen darf man es nicht verwenden.

Im Illtal und in der Rheinebene sind durch die Hydrotechniker Gruner in Basel und Smreker in Mannheim Untersuchungen ausgeführt.

Im Illtal weist das Grundwasser zwar ein großes Gefälle auf; aber eine durchlaufende wasserführende Schicht von einiger Mächtigkeit ist nicht vorhanden. Das Illtal kommt darum als Wasserbezugsquelle für Mülhausen nicht in Betracht.

Der untersuchte Abschnitt der Rheinebene liegt zwischen dem Rhein und der Mülhausen—Baseler Bahn und reicht von der Straße Rixheim—Ottmarsheim im Norden bis Habsheim und Kembs im Süden. Es wurden hier 10 Bohrlöcher von 15—24,4 m Tiefe niedergebracht. Eine tabellarische Zusammenstellung der Resultate dieser Bohrungen gibt Auskunft über das Niveau der Hängebank des Bohrlochs über NN., die Mächtigkeit der durchsunkenen Sande und Gerölle, die Höhe der undurchlässigen Sohle über NN., die des Wasserspiegels im Bohrloch, den Stand des Rheinpegels an den nächsten Beobachtungsstationen, die Höhe der Wassersäule sowie diejenige von deren Überdeckung und über die Lage des Bohrlochs auf einer der vier Terrassen, die sich in den Schottern des Gebietes unterscheiden lassen.

Der Grundwasserstrom ist gegenwärtig vom Rhein unabhängig und führt diesem Wasser zu. Aber fast überall liegt die undurchlässige Unterlage tiefer als der Rheinspiegel und bei Entnahme großer Wassermengen aus dem Grundwasserstrom würde eine Speisung des Grundwassers durch Rheinwasser eintreten. Die Wasserschicht hat eine Höhe von 6—13 m, die Überdeckuug durch die Schotter und Sande beträgt auf der niedrigsten Terrasse I im Mittel 5,51, auf Terrasse II 9,73, auf Terrasse III 14,13 m. Bei durchlässigen Schottern ist eine Überdeckung von 5—6 m zur Sicherung des Grundwasserstromes vor Verunreinigung nötig, aber daneben muß doch noch ein Schutzgebiet auf der Oberfläche angelegt werden. Die in Aussicht genommene Wasserversorgungslinie schneidet den Hüninger Zweigkanal. Von diesem könnte verunreinigtes Wasser in den Grundwasserstrom einsickern. Man muß deshalb noch Wasserproben aus Bohrlöchern unterhalb des Kanals untersuchen.

Zum Schluß weist van Werveke darauf hin, daß noch das Ochsenfeld und speziell der sich an dieses anschließende Bruchwald für die Wasserversorgung von Mülhausen und des weiteren auch für diejenige

von Thann und Sennheim stark in Frage kommt. Hier sollte man den Grundwasserstrom untersuchen, aber die Bohrlöcher dürfen nur bis auf die undurchlässige Unterlage der Schotter, nicht tiefer getrieben werden. Diese besteht nämlich aus Tertiär, in dem nur ganz zufällig eine gute Trinkwasserquelle aufgeschlossen werden könnte. **Otto Wilckens.**

Petrographie.

E. Weinschenk: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. (Abh. k. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. **22**. (3.) 729—798. 1906.)

Die vorliegende Abhandlung enthält neben einer Darlegung der vom Verf. für die Entstehung der kristallinen Schiefer angenommenen Auffassung mehrfache Zurückweisungen der gegen diese Auffassung gerichteten Angriffe sowie große Abschnitte, in der die anderen Erklärungsversuche der Beschaffenheit der kristallinen Schiefer bekämpft werden; ein völlig objektives Referat schien unter diesen Umständen am besten durch engen Anschluß an den Gedankengang des Originals, unter Bezugnahme auf frühere Referate, erreichbar zu sein.

Nach einem Rückblick auf die Verhandlungen des IX. internationalen Geologenkongresses in Wien wendet sich Verf. zunächst zu der bekannten Definition Rosenbusch's: „Die kristallinen Schiefer sind unter wesentlicher Mitwirkung geodynamischer Phänomene zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente." Gegen diese Definition macht Verf. geltend, „daß selbst die gewaltigsten geodynamischen Phänomene Sedimente und Eruptivgesteine in ihrem petrographischen Habitus völlig unberührt gelassen haben, oder daß sie dieselben in einer Richtung umgebildet haben, welche jener, in der sich die Bildung der kristallinischen Schiefer bewegt, direkt entgegengesetzt ist".

Als Beispiele für den ersten Fall werden die Gesteine des rheinischen Schiefergebirges, der Ardennen, die tertiäre Unterlage der Glarner Überschiebung und die durcheinander gepreßten Sedimente der Pyrenäen angeführt, die „entgegen der uns angelernten Schulmeinung ... ihre ursprüngliche Beschaffenheit vollständig oder doch nahezu vollständig bewahrt haben". Den einzigen Unterschied dieser Gesteine gegenüber den in heutigen Meeren sich absetzenden Sedimenten erblickt Verf. in der großen Verbandsfestigkeit, die stark dislozierte Bildungen erhalten, „ohne aber dabei — und dies muß besonders betont werden — irgendwie weder in bezug auf den Charakter, noch auf die Größe der einzelnen, klastischen Bestandteile, welche an ihrer Zusammensetzung teilnehmen, verändert zu sein". Der zweite Fall, Gesteinszerrüttung und Zermalmung, hat in viel höherem Grade als Transversalschieferung das Eindringen kräftiger chemischer Reagentien, speziell juveniler Thermen im Gefolge, so daß die sicher

nachweisbaren chemischen Prozesse „nicht als das Ergebnis, sondern nur als das Gefolge der dynamischen Umgestaltung“ anzusehen sind (Beispiele: Pfahlschiefer und Pfahl, sogen. Winzergranit bei Regensburg). Bei Übergängen „aus solchen nur ganz äußerlich influenzierten Gesteinen in Bildungen, ... welche mehr und mehr zum Habitus kristallinischer Schiefer neigen, ... erkennt der aufmerksame Beobachter wohl stets bei mikroskopischer Untersuchung die Gegenwart winziger, aber authigener Turmaline, welche ebenfalls wieder auf andere als rein dynamische Prozesse hinweisen“.

Verf. teilt bekanntlich die kristallinen Schiefer in zwei Gruppen, die alpine und normale Fazies; die alpine Fazies weist die Anzeichen „wesentlicher Mitwirkung geodynamischer Phänome“ auf und läßt gleichzeitig die Gruppierung der Molekel nach dem Volumgesetz erkennen, fällt mithin unter die Definition Rosenbusch's, während die normale Fazies, die „zweite Weltgruppe der kristallinischen Schiefer“, sowohl die einzige vom Verf. als Kennzeichen einer wesentlichen Mitwirkung geodynamischer Phänomente anerkannte mechanische Struktur vermissen läßt, wie auch nicht die spezifisch schweren Minerale der alpinen kristallinen Schiefer, sondern im Gegensatz dazu Minerale mit recht großem Molekularvolumen (Cordierit, Andalusit, basischer Plagioklas, Wollastonit, Forsterit) enthält (Beispiele: Cordieritgneise des Bayrischen Waldes, Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite des Oberpfälzer Waldes und ähnliche Vorkommen der deutschen Mittelgebirge). Diese zweite Weltgruppe fällt mithin nach Ansicht des Verf.'s nicht unter die Definition Rosenbusch's; „darüber hilft auch die Aufstellung mehrerer Tiefenstufen der Umkristallisation von Becke nicht hinweg“, ebensowenig „die Zuhilfenahme der alten latenten Plastizität von Heim ... oder die Inanspruchnahme hoher Temperaturen in großen ‚Rindentiefen‘ ...“ „Es handelt sich vielmehr um einen bei petrographischen Theorien leider so weit verbreiteten circulus vitiosus, daß die einzige Grundlage einer aufgestellten Theorie eben die Erscheinung ist, welche man durch die Theorie erklären will.“

Gegen die Erklärung der beiden Gruppen durch Annahme verschiedener Tiefenstufen, wie sie speziell auch von F. E. Suess und Mrazec vertreten wird, macht Verf. noch geltend, daß beide Reihen nicht etwa in einem und demselben geologischen Körper ineinander übergehende Bildungen sind, sondern stets mehr oder minder scharf voneinander getrennt sind. Mittelglieder zwischen beiden Fazies kommen vor, z. B. bei Wunsiedel, aber auch sie bilden selbständige petrographische Provinzen und enthalten die typischen Minerale beider Gruppen nicht als verschiedene Tiefenstufen, sondern in bunter regelloser Mischung.

Nach einer kurzen Darlegung der Entstehung primärer Parallelstruktur in Intrusivgesteinen durch Resorption und in der Art der Fluidalstruktur und nach einem Hinweis auf die Ursprünglichkeit dieser Struktur in den alpinen granitischen Zentralmassiven wendet sich Verf. zur Anwendung des Riecke'schen Prinzips durch Becke. Aus dem Satze Becke's: „Handelt es sich um ein Intrusivgestein und schließt sich die

Phase der Kristallisationsmetamorphose unmittelbar an die magmatische Erstarrungsphase an, so sind ganz gewiß Reste des ‚juvenilen' Wassers und andere Mineralisatoren von der Intrusion her vorhanden", schließt er auf eine so eingreifende Revision von Becke's früheren Anschauungen, „daß ihn nur noch eine kleine Phase der Weiterentwicklung von der Annahme meiner Theorie der Piezokristallisation trennt". Als Hauptunterschied bezeichnet er die Annahme eines Doppelprozesses durch Becke, Verfestigung des Granites und nachfolgende, wenn auch sich anschließende Umwandlung des verfestigten Granites in den kristallinen Schiefer an Stelle der einheitlichen Piezokristallisation, einen Punkt, auf den er an späterer Stelle ausführlich eingeht.

Zuerst wendet sich Verf. gegen moderne Auffassungen, die dem stratigraphischen Gesichtspunkt, dem Begriff der geologischen Formation der kristallinen Schiefer Rechnung tragen, so gegen Sederholm's Ausspruch, daß „die Alterseinteilung eine Reihe von stufenweise gesteigertem Metamorphismus sein muß", gegen Sauer's Versuch, den „Begriff des ‚archäischen Gneises' zu retten", wie überhaupt gegen den Versuch ‚archäische' kristalline Schiefer von ‚jüngeren' kristallinen Schiefern zu unterscheiden, wofür kein petrographischer Anhaltspunkt bekannt ist; sodann bekämpft er das etwas modifizierte geologische Einteilungsprinzip der französischen Schule, die nach Termier eine ‚erste alpine Zone, terrain primitiv' (älter als Carbon und die granitischen Massive des Pelvoux, Aarmassivs, Montblancs etc.), ferner eine permocarbonische ‚zweite Zone' und endlich die Zone der ‚schistes lustrés' (jünger als obere Trias, vielleicht bis zum Eocän reichend) unterscheidet.

Im Gegensatz zu allen diesen Auffassungen steht Verf.'s Erklärung der Beschaffenheit durch Piezokristallisation und Piezokontaktmetamorphose, über die in dies. Jahrb. schon mehrfach berichtet wurde (vergl. C.-Bl. f. Min. etc. 1902. 193; 1903. 401; 1904. 242 spez. 248; 1905. 617 spez. 625); den Hauptgrund, „weshalb man in geologischen Kreisen sich dieser Theorie so ablehnend gegenüberstellt", erblickt er in der vollkommen falschen Auffassung, der seine Theorie ausgesetzt war, daß ihr nämlich „ein Zurückgreifen auf die längst überwundene vulkanistische Theorie der Gebirgsbildung" zugrunde liegen solle.

Für die Darlegung der Piezokristallisation kann im allgemeinen auf die oben angegebenen Referate hingewiesen werden; nur auf die große Rolle, die in der Beweisführung des Verf.'s an verschiedenen Stellen des Aufsatzes die Aplite spielen, muß der Bericht etwas näher im Zusammenhang eingehen.

Verf. geht aus von der außerordentlich innigen Verbindung der Aplite mit den Graniten, ihrer großen Verbreitung in der Umgebung der alpinen Zentralmassive, ihrer Verbindung mit großartig entwickelten Pegmatiten (Tiroler Marmorlager, Hüttenberg in Kärnten etc.) und dem Reichtum dieser Gesteine an Turmalin. „Der Turmalin ist ein vulkanisches Mineral, das nur dort entsteht, wo im Zusammenhang

mit Intrusionen saurer, in der Hauptsache granitischer Massen sich intensive postvulkanische Prozesse abgespielt haben."

Auf die Einwirkung derartiger Aplite auf die Sedimente gehen die Adergneise oder injizierten Schiefer zurück, die oft geradezu gekröseartige Durchknetung beider Materialien und das oft gänzliche Fehlen von Kataklasen in diesen Granit- resp. Aplitadern erklärt er durch die Annahme, daß „die von der Intrusion erschütterten und zerrissenen Sedimente noch, nachdem sie die injizierenden Massen des Eruptivgesteins aufgenommen hatten, keineswegs ein Ruhestadium erreicht hatten, sondern von den vom Intrusivgestein abgegebenen Gasen und Dämpfen durchtränkt, bei der erhöhten Temperatur eine bedeutend größere Beweglichkeit und oft geradezu plastische Beschaffenheit angenommen hatten". Bei der Besprechung dieser Verhältnisse bezeichnet es Verf. als einen Widerspruch, daß Sauer zwar die Cordieritgneise des Silberbergs bei Bodenmais als injizierte Schiefer anerkennt, anderseits aber die pegmatitischen, meist in den Schichtflächen liegenden Linsen „als zweifellos integrierende Bestandteile der Sedimentgneise" auffaßt.

Aus dem Auftreten dieser Aplite ohne Kataklase in Gneisen von alpiner Fazies schließt Verf., daß für den oben erwähnten „Doppelprozeß" Becke's keine Zeit übrig bleibt; die Bildung der Aplite ist die jüngste Bildung in der Entwicklung des Granitmassivs, durch keine Pause von der Verfestigung des Granites getrennt; es muß somit die Schieferung des Granites als primäre Struktur durch Piezokristallisation erklärt werden.

Die „Durchaderung" der Schieferhülle der Zentralgranite durch diese Aplite und ihr Auftreten in Gebieten, in denen man keinen Zentralgranit gefunden hat, sind für den Verf. ein Grund, um für die Gesteine der Schieferhülle kontaktmetamorphe, nicht dynamometamorphe Umwandlung anzunehmen; eine Stütze für diese Anschauung erblickt er in der weiten Verbreitung authigenen Turmalins in den Gesteinen der Schieferhülle; die Zonen der kontaktmetamorphen Umwandlung scheinen in den Zentralalpen ausgedehnter zu sein als in den sonstigen Gebieten. Das Auftreten authigenen Turmalins in Tonschiefern wird zugegeben, doch stammen derartige Vorkommen entweder aus der sogen. Phyllitstufe (Tauern) oder wechseln mit Einlagerungen ab, die den Beginn einer kristallinischen Umwandlung erkennen lassen (Ardennen, Fichtelgebirge).

Es folgt zunächst eine Polemik gegen W. Hammer, der in Kalken Kontaktmetamorphose nur bei Bildung von Kalksilikatfelsen anerkennt und einfache Marmorisierung auf Dynamometamorphose zurückführt; sodann wird der Satz ausgeführt, daß die nicht primären, durch Piezokristallisation entstandenen kristallinen Schiefer der alpinen Fazies, die „metamorphischen Schiefer", in ihrer Struktur absolut identisch mit normalen Kontaktgesteinen sind und somit als kontaktmetamorphosierte Sediment- und Eruptivgesteine aufgefaßt werden müssen. Aus diesem Grunde wird der Becke-Grubenmann'schen Nomenklatur jede Berechtigung auf das Schärfste abgesprochen.

Der zweite Teil behandelt die mineralische Zusammensetzung der kristallinen Schiefer; in diesem Abschnitt werden die von Becke und Grubenmann entwickelten Anschauungen sehr entschieden und bis in Einzelheiten der Berechnung bekämpft, so daß für diese Rechnungen etc. auf das Original verwiesen werden muß.

Verf. geht aus von dem Volumgesetz, dessen Berechtigung er für die unter Mitwirkung geodynamischer Prozesse (durch Piezokristallisation) zu primärer Gestaltung gelangten Eruptivgesteine mit der Modifikation anerkennt, daß sich in diesen hydroxylhaltige Minerale und Carbonate primär bilden, da Wasser und Kohlensäure unter hohem Druck nicht entweichen können. Dies widerspricht dem Volumgesetz nicht, wenn man auch die unter normalen Verhältnissen bei der Auskristallisation des Magmas entweichenden Bestandteile berücksichtigt: „Anhydrit + zwei Teile Wasser hat ein geringeres spezifisches Gewicht als die äquivalente Menge Gips, unter hohem Druck würde sich also leichter Gips bilden als Anhydrit; oder kohlensaurer Kalk + Quarz hat ein höheres spezifisches Gewicht als Wollastonit + freie Kohlensäure, unter freiem Druck ist also die erste Kombination die stabilere etc.“

Sodann führt er aus, daß nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung Becke's „untere Tiefenstufe“ zusammenfällt mit der „normalen Fazies“ des Verf.'s und seine „obere Tiefenstufe“ mit der „alpinen Fazies“, ohne daß sich beide Stufen oder Fazies in dem gleichen geologischen Körper fänden (vergl. oben). Ein weiterer Gegensatz zu Becke sowie zur Dynamometamorphose überhaupt ergibt sich aus des Verf.'s Überzeugung: „die molekulare Gruppierung in den Gesteinen ist ein ungemein stabiler Gleichgewichtszustand“, soweit nicht durch spätere chemische Einflüsse von außen her (postvulkanische Prozesse, speziell thermale Tätigkeit) eine Beweglichkeit der Molekel wieder hervorgebracht wird. In einem folgenden Passus bestreitet Verf. das Vorhandensein der Gebirgsfeuchtigkeit in ausreichender Menge in den für den Dynamometamorphismus in Betracht kommenden Tiefen und somit den Dynamometamorphikern das Recht, das Riecke'sche Gesetz zur Erklärung der Struktur der kristallinen Schiefer heranzuziehen.

Für den Hauptteil dieses Abschnittes, die Kritik der von Becke berechneten Molekularvolumina der in Betracht kommenden Minerale und der von ihm und Grubenmann aufgestellten Volumgleichungen muß auf das Original (p. 780—788) verwiesen werden; Verf. gelangt zu einer vollkommenen Ablehnung der vorgeschlagenen Methode.

Den Schluß bildet eine Zusammenstellung der für die alpine Fazies der kristallinen Schiefer charakteristischen Erscheinungen unter Zurückweisung der für diese Erscheinungen von den Anhängern der Dynamometamorphose gegebenen Erklärungen, sowie ein Vergleich mit der normalen Fazies, in der die von aplitischer Substanz injizierten Schiefer den Hauptteil der Gneisformation darstellen. Auch die „Quarzdurchaderung der ‚Glimmerschiefer‘- und der ‚Phyllit‘-Formation ist durch-

aus als juvenil zu deuten, als Äquivalent der aplitischen Durchaderung der ‚Gneis'-Formation, d. h. der Gruppe der injizierten Schiefer".

Die Auffassung der kristallinen Schiefer durch den Verf. ist in den Schlußworten der Abhandlung kurz und klar ausgedrückt; hier kann nur auf den Wortlaut hingewiesen werden, da die Ansichten des Verf.'s in den oben angegebenen Referaten ausführlich wiedergegeben sind.

Milch.

C. Gäbert: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontakterscheinungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. 308—376. 1 geol. Karte. 6 Taf. 4 Fig. 1907.)

Nachdem Verf. auch den böhmischen Anteil des Erzgebirges studieren konnte, ist er zu einer einheitlichen, von seinen früheren Ansichten teilweise abweichenden Anschauung gelangt, die er in der vorliegenden Arbeit, gestützt auf eine „Geologische Übersichtskarte der erzgebirgischen Gneise und ihres Kontakthofes" (Maßstab 1 : 300000), auseinandersetzt.

Für die Gneise des Erzgebirges kommt der wesentliche Unterschied in der Auffassung des Verf.'s, die bis zu einem gewissen Grade mit der von Lepsius (Geologie von Deutschland. **2**. 1903. 105 ff.) vertretenen Anschauung zusammenfällt, gegenüber den älteren Ansichten bei der Beurteilung derjenigen Gneisareale zur Geltung, „innerhalb deren sogen. ‚archäische' Grauwacken, ferner Konglomerate, Kalksteine und Quarzitschiefer auftreten" und denen deshalb sedimentärer Ursprung zugeschrieben wurde (p. 359 ff.). Auf Grund seiner Untersuchungen besonders am Kontakt des Metzdorfer Glimmertrapps und der Grauwackenscholle von Riesenburg-Ossegg kommt Verf. zu der Überzeugung, „daß die Auffassung der Sedimente als ‚konkordante Einlagerungen' auf einem Irrtum beruht, dadurch hervorgerufen, daß sich die Plattung der eruptiven Gneise vollkommen den Schichtflächen der mit ihnen in Kontakt geratenen Sedimentmassen anschmiegt. Die letzteren müssen als im Gneise gewissermaßen schwebende Schollen aufgefaßt werden und repräsentieren als solche Reste eines ehemals die gesamte Gneisformation verhüllt habenden Schiefergebirges (Dach), in welches das Gneismagma von unten her injiziert wurde. Dabei blätterte das Schiefergebirge auf, seine tiefsten Horizonte (Schalen) lösten sich völlig von dem Dache los, und in letzteres selbst drang das Gneismagma in Gestalt von Lagergängen ein, dabei eine Parallelstruktur annehmend, die mit den Schichtflächen des Schiefers vollkommen harmoniert." [Der wesentlichste Unterschied dieser Auffassung gegenüber der l. c. von Lepsius vertretenen beruht in der viel geringeren Rolle, die der Absorption resp. Einschmelzung des durchbrochenen Schiefergebirges durch das Gneismagma vom Verf. zugeschrieben wird; er beschränkt sie auf die nächste Umgebung der eingeschlossenen Schiefer- und Grauwackenschollen und erklärt das Fehlen derartiger Schollen in den Zentralmassen gewisser

Gneiskuppeln durch Denudation, während sie nach Lepsius zum größten Teile eingeschmolzen sind.]

Auch für die Glimmerschieferformation und Phyllitformation gelangt Verf. zu einer Auffassung, wie sie Lepsius (l. c. p. 107) vertreten hat: die Glimmerschieferformation bildet die innere Zone des Kontakthofes der Gneise, die Phyllitformation die äußere. Die innere Zone enthält noch zahlreiche Intrusivlager, besonders von roten Gneisen; „beide sind, wie dies ihre Natur als kontaktmetamorphischer Komplex verlangt, durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden, während die Phyllitformation nach oben hin in unveränderte Schiefer (Tonschiefer des Cambriums) übergeht. ‚Von einem Archaicum' im alten Sinne kann infolgedessen im Erzgebirge nicht die Rede sein, da ältere Schichten als die Glimmerschiefer nirgends vorhanden sind" (p. 366).

Am schärfsten tritt die Auffassung des Verf.'s in der zu Fig. 3: „Schematisches Profil durch einen Granitgneislakkolithen (Gneiskuppel)" gegebenen Erläuterung (p. 338) hervor, die als I den zentralen Teil einer durch Denudation bloßgelegten Gneiskuppel frei von hineingeblätterten Teilen des ehemaligen Schieferdaches zeigt, „auf die nach außen als II die Mantelzone der Gneiskuppel mit im Gneise schwebenden, konkordant zu dessen Bankung orientierten Schollen des hangenden Schieferdaches folgt". „Diese sowie letzteres selbst hochkontaktmetamorph. Die Schollen als ehemalige Bestandteile einer bunt zusammengesetzten Schieferformation in Glimmerschiefer, Granatglimmerfels, Hornfels, kristallinen Kalkstein usw. umgewandelt". Als III, IV und V folgt weiter nach außen das „durch Intrusion des Gneislakkolithen aufgewölbte Schieferdach der Gneiskuppel = Schieferformation mit mannigfachen Einlagerungen"; III der innere Kontakthof = Zone des Glimmerschiefer und Granatglimmerfelse mit lagenartig zwischen die Schichten injiziertem Gneismaterial (Gneise, Gneisglimmerschiefer), IV der äußere Kontakthof = „Zone der Quarz- und Albitphyllite sowie der vornehmlich weiter im Hangenden lagernden glimmerigen Phyllite", ferner V = unveränderte Schiefer, Tonschiefer, lokal mit cambrischen Fossilresten, sind als ein einziger zusammengehöriger Schieferkomplex durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden.

Die Frage nach dem Alter der erzgebirgischen Gneise (p. 366 ff.) ist infolge Fehlens von Versteinerungen in der Schieferumwallung der Gneise vorläufig nicht mit Sicherheit zu lösen. Nachdem schon Lepsius auf die auffallende Ähnlichkeit der als Schollen in den oberen Horizonten der Gneise auftretenden Konglomerate mit dem Culm im Vogtlande und Thüringen hingewiesen hatte, ließ Verf. diese petrographische Übereinstimmung an Proben aller typischen Vorkommen von Grauwacken und Konglomeraten aus der Glimmerschiefer- und Gneisformation (auch die Konglomerate von Obermittweida) durch hervorragende Kenner des vogtländisch-thüringischen Culms feststellen. Er hält es daher für sehr wahrscheinlich, daß die Eruption des erzgebirgischen Gneises

frühestens am Ende der Culmperiode erfolgt sei, „dergestalt, daß zuerst die grauen Gneise, sodann, nicht wesentlich später, die roten Gneise erumpierten“. Gleichzeitig weist er darauf hin, daß, nach der Mitteilung E. Zimmermann's, R. Scheibe für die Gneisformation des Thüringer Waldes zu einer ähnlichen Ansicht gekommen sei.

Die Abhandlung selbst zerfällt in 6 Teile, über die im allgemeinen kurz referiert werden kann, da sie naturgemäß als zusammenfassende Darstellung viel bekanntes Material enthalten; die vorangestellten wichtigsten Ergebnisse sind dem fünften Teil: „Die geologische Stellung der in der Gneisformation eingeschalteten Sedimentmassen und die Kontaktwirkungen der Gneisformation“ nebst einem Anhang: „Das mutmaßliche geologische Alter der erzgebirgischen Gneisformation“ entnommen.

Der erste Abschnitt behandelt die Lagerungsverhältnisse der Gneiskuppeln und der umrahmenden Schiefer: Die Gneisformation des Erzgebirges „baut sich in der Hauptsache aus einer Anzahl rundlicher oder länglicher Gneiskuppeln auf, welche durch flache, selten steil einfallende Synklinalen miteinander verknüpft sind. In den Scheitelregionen der jetzt mehr oder minder tief denudierten Kuppeln sind die tiefsten Horizonte der betreffenden Gneise entblößt, welche gewöhnlich sehr flache, teilweise schwebende Lagerung aufweisen, während nach außen zu sich schalenförmig immer jüngere Gesteinshorizonte auflagern“. Geschildert werden: die Freiberger Gneiskuppel nebst dem großen Gneisareal von Dippoldiswalde—Frauenstein—Forstenwalde, vorherrschend aufgebaut aus grobschuppigem Biotitgneis, dem tiefsten geologischen Horizont der grauen Gneise überhaupt, die in ihrer zentralen Partie aus rotem Gneis aufgebaute Saydaer Kuppel, die große Reitzenhain—Katharinaberger Gneiskuppel, das bedeutendste Massiv des roten Gneises im Erzgebirge, die den Bau fast des gesamten südwestlichen Erzgebirges beherrscht, fast alle Strukturvarietäten des roten Gneises enthält und randlich von oberen Horizonten der grauen Gneise umgeben wird, der weiterhin die Kuppeln von Marienberg und von Annaberg aufbaut.

Die Glimmerschiefer lagen mit völliger Konkordanz auf der oberen Stufe der grauen Gneise, anderseits findet in den hangendsten Horizonten der Gneisformation eine eigenartige Verknüpfung glimmerschieferähnlicher Gesteine mit roten Gneisen statt. Charakteristisch für die Glimmerschieferformation sind völlig konkordant eingeschaltete, weit fortschreitende Lager von rotem Gneis.

Aus dem zweiten Abschnitt: „Die petrographischen und petrogenetischen Verhältnisse der Gneisformation“ sei folgendes hervorgehoben:

Die ältere Gneisformation.

Der untere Horizont der grauen Gneise, der Freiberger Biotitgneis, „stellt ein plutonisches Eruptivgestein, nämlich einen großschuppigen, gestreckt flaserigen, dabei plattigen Biotitgranit (Orthogneis)

dar“ (p. 320). Für diese Auffassung wird angeführt: die Verknüpfung der typischen Biotitgneise mit vollkommen granitisch struierten Gneisen = Biotitgraniten im südöstlichsten Gneisgebiet (Gegend vom Bahnhof Lauenstein, Fürstenwalde, Graupen, Tellnitz), und die Entwicklung von Übergängen körniger Granitgneise in typischen Gneis (Müglitztal). Charakteristisch für die untere Stufe gegenüber der oberen ist das Fehlen von Einschaltungen sedimentärer Herkunft, hingegen birgt sie, wie die gesamte Gneisformation des Erzgebirges, Einschaltungen eruptiver (intrusiver) Natur: spärliche Lage von Muscovitgneis, ferner basische Eruptivgesteine der Gabbrogruppe, zu denen auch der „Diorit“ von Halsbrücke und Amphibolite der Spezialkarten gehören. Für die lagerartigen, aber auch plump linsen- bis stockförmigen Massen von Quarzit, die bisweilen wie Quarzitschiefer aussehen, wird die Annahme, sie seien als „die äußersten sauren Ausläufer pegmatitischer oder aplitischer Nachschübe in unmittelbarer Folge der Gneiseruption“ zugelassen und in diesem Zusammenhange auf ihren Gehalt an Muscovit und Turmalin hingewiesen. Eine Zusammenstellung der bisher bekannt gewordenen Analysen (p. 325) zeigt Übereinstimmung mit biotitreichen Graniten und merkliches Überwiegen des K^2O über Na^2O.

Der obere Horizont der grauen Gneise unterscheidet sich von dem unteren nur durch geringere Korngröße und größere Mannigfaltigkeit von Strukturvarietäten. Die untere Stufe geht oft ganz allmählich, immer aber ohne scharfe Grenze in die obere über; „beide Stufen ... sind hiernach nur Erstarrungsfazies ein und desselben granitischen Magmas“, und zwar stellen die tieferen Horizonte den Kern, die höheren die Mantelpartie eines gneisig struierten Granitmassivs dar. Eine Zusammenstellung der hierher gehörigen Analysen (p. 326) zeigt vollständige Übereinstimmung mit der tieferen Zone. Als geologisch selbständige Einlagerungen intrusiver Entstehung werden Augengneise angesprochen; ein derartiges Vorkommen, das bei Bärenstein (Sektion Annaberg) beginnt, läßt sich 12 km weit verfolgen und nimmt teilweise grobgranitischen Habitus an. In ihm finden sich aplitische Primärtrümer mit unscharfer Grenze gegen das Hauptgestein und ein als „postvulkanisch“ ausgesprochenes, 5 cm breites Turmalintrum. Die Analyse eines derartigen Augengneises, der in Kontakt mit dem „Metzdorfer Glimmertrapp“ steht, ist unten unter I mitgeteilt.

Die jüngere Gneisformation, die Gruppe der roten Gneise, tritt außer in Kuppeln „auch in Gestalt langanhaltender, schichtenähnlicher oder sehr flach linsenförmiger Gesteinskörper auf, und zwar von den tiefsten Freiberger Gneisen bis hinauf in die Glimmerschieferformation“.

Die Kuppeln des roten Gneises bestehen aus einem zentralen Komplex von reichlich Biotit führenden groben Augengneisen und Granitgneisen; nach der Mantelzone hin stellen sich flaserige, stengelige und dünnplattige Struktur ein. Mit dieser Strukturänderung nimmt Muscovit zu, bis er in den plattigen feingranitischen Varietäten zur Alleinherrschaft gelangt. Diese typischen Muscovit-

gneise sind durch alle Übergänge mit den biotitreichen Granitgneisen und Augengneisen verbunden. Wie bei den grauen Gneisen sind auch hier die grobgranitisch und grobflaserig struierten Gneise der Kernzone frei von sedimentären Einschaltungen. Rein granitische Varietäten sind nicht sehr weit verbreitet, hingegen herrscht eine schwach parallel struierte Abart von außerordentlich grobflaserigem Gefüge („Riesengneis") vor. Für die Schilderung der einzelnen Profile, die besonders gut den Übergang der grobgranitischen und grobflaserigen Varietäten der roten Gneisgruppe in den sogen. „normalen" erzgebirgischen Muscovitgneis zeigen, muß auf das Original verwiesen werden (p. 336—340).

Die gestreckt flaserigen, vorherrschend plattig, teilweise auch feingranitisch struierten Gneise der Mantelzone wurden bisher als der Normaltypus der roten Gneise („normaler Muscovitgneis" der geologischen Spezialkarte) bezeichnet; derartige Muscovitgneise bilden die unzähligen linsen- und bandartig erscheinenden Lager von rotem Gneis, die im Erzgebirge vom grauen Gneis bis hinauf in die obersten Horizonte der Glimmerschieferformation verbreitet sind und ausnahmslos als Intrusivlager aufgefaßt werden. „Diese Plattung ist eine durch die Injizierung zwischen die Bänke des grauen Gneises und Glimmerschiefers erworbene Eigenschaft (primäre Parallelstruktur), während die normale Erstarrungsweise des roten Gneismagmas jene oben beschriebene der großen Gneiskernmassen ist."

In seltenen Fällen nehmen die Muscovitgneise granulitähnliche Struktur an; im östlichsten Erzgebirge treten unter den lagerförmigen Intrusionen von rotem in grauen Gneis die aplitähnlichen Typen hinter dem parallel struierten Pegmatit zurück.

Die vier auf p. 342 zusammengestellten bekannten Analysen von rotem Gneis beziehen sich nur auf plattige und feingranitische Modifikationen; sie weisen Übereinstimmung mit glimmerarmen, sich den Apliten nähernden Graniten auf.

Jünger als die roten Gneise sind granitische, scharf begrenzte Gänge eines rötlichen Muscovitgranites, die in sie erst nach völliger Verfestigung des roten Gneises eingedrungen sein können (Bahnhof Kupferhammer—Grünthal).

Der Inhalt des dritten Abschnittes: „Geologische Beziehungen und Altersverhältnisse zwischen den grauen und roten Gneisen" ist schon in den voranstehenden Teilen des Referates enthalten.

Der vierte Abschnitt: „Die sedimentären Einschaltungen in der Gneisformation und deren Verbandsverhältnisse mit den Gneisen" stellt zunächst kurz die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der seit langer Zeit eifrig studierten sedimentären Einschaltungen zusammen. „Kristalline Grauwacke" und „Glimmertrapp" sind kontaktmetamorphe Grauwacken; „Granatglimmerfelse" (aufgebaut aus Muscovit und Granat) sind gleichfalls kontaktmetamorphe Sedimente, oft so innig mit Muscovitgneis verknüpft, daß Mischzonen

entstehen. Über die Konglomerate vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1903. 465 ff.

Als beweisend für die „Schollennatur der im Gneise schwebenden und durch letzteren kontaktmetamorph umgewandelten Sedimentmassen“ wird der künstlich entblößte Kontakt von Augengneis und „Metzdorfer Glimmertrapp“ beschrieben (oberhalb der Metzdorfer Parkettfabrik, Sektion Augustusburg, früher Schellenberg—Flöha): „in etwa 1—2 dm Entfernung von dem hier sehr dunkelfarbigen, feinkristallinen bis dichten Glimmertrapp (Hornfels) nimmt der Augengneis ebenplattige, dünnlagige Struktur an. Eine scharfe Grenze zwischen Gneis und Hornfels existiert nicht, vielmehr erscheint der letztere im Kontakt mit dem Gneise gewissermaßen aufgeblättert und mit millimeter- bis kaum zentimeterbreiten, aus hellen Quarz- und rötlichen Feldspatlagen zusammengesetzten Gneistrümchen erfüllt, so daß ein eigenartig feinstreifiges, aus dünnen Hornfels- und Gneislagen zusammengesetztes Mischgestein entsteht. Die Gneisintrusionszone erreicht eine Breite von 0,5 m und geht bald in reinen dunklen Hornfels über . . .“

Zur Kenntnis der chemischen Beziehungen wurden von Reinisch drei Analysen von diesem Vorkommen ausgeführt und unter IV die berechnete Zusammensetzung eines Gemisches von $5\frac{1}{2}$ Teilen Augengneis und 1 Teil Hornfels hinzugefügt:

	I. Augengneis		II. Hornfels		III. Mischgestein		IV. I.:II. = $5\frac{1}{2}$:1 (ber.)
SiO^2	67,09		59,87		65,93		65,99
Al^2O^3 . . .	16,06		21,23		16,52		16,84
Fe^2O^3 . . .	1,79	5,23[1]	4,04	6,98	4,00	6,21	5,50[2]
FeO	3,62		3,34		2,61		
MgO	1,81		2,62		2,02		1,93
CaO	2,40		1,20		1,76		2,22
Na^2O . . .	2,66		1,14		2,50		2,25
K^2O	3,71		3,62		3,31		3,69
H^2O	1,27		2,75		1,68		—
Sa. . .	100,41		99,81		100,33		98,42[3]

Der zweite ausführlich geschilderte Aufschluß liegt im böhmischen Erzgebirge auf dem Wege vom Bahnhof Ossegg nach Riesenberg (p. 354—357); hier ist der Hornfels von Aplit- und Muscovitgneislagen durchtrümert, „so daß eine ganz regelmäßige ‚Wechsellagerung‘ zwischen dem dunkel- bis schwarzgrauen Hornfels und dem hellfleischroten Injektionsgestein entsteht. Letzteres ist ein vollkommen mit dem normalen erzgebirgischen (plattigen) Muscovitgneis übereinstimmendes Gestein, also ein typischer roter Gneis, der aber dann, wenn die Injektionslagen kaum Zentimeterbreite erreichen, zu Aplit

[1] Nicht 4,23.
[2] Nicht 4,65.
[3] Nicht 97,57.

hinneigt“ (p. 355, 356). Hier wurde an mehreren Stellen auch „durchgreifende Lagerung der Gneisinjektion in dem schieferig-plattigen Hornfelse“ beobachtet (p. 357, 358). Eine Analyse der kristallinen Grauwacke von der Riesenburg bei Ossegg in Böhmen, ausgeführt von A. Wagner, wird auf p. 348 mitgeteilt: SiO^2 69,36, TiO^2 0,71, Al^2O^3 13,52, Fe^2O^3 2,30, FeO 3,70, MgO 1,32, CaO 1,63, Na^2O 3,36, K^2O 2,64, H^2O 0,76, P^2O^5 0,75; Sa. 100,05.

Die wichtigsten Ergebnisse des fünften Abschnittes wurden dem Referat vorangestellt; hervorgehoben sei hier nur die Beschreibung der in gewissen Komplexen des „inneren Kontakthofes“ auftretenden, sehr mannigfaltigen „Gneisglimmerschiefer“, bald feldspatreiche Glimmerschiefer, bald durch Zurücktreten des Granats, Vorwalten des Biotits und körnig-schuppige Ausbildung dem grauen Gneis der oberen Gneisstufe ähnlich; mit ihnen sind Lagerzüge normaler grauer Gneise innig verknüpft, die auf intensive Injektion gneisigen Magmas aus den liegenden Granitgneislakkolithen zurückgeführt werden. Erwähnt sei ferner, daß bisher nur an einer einzigen Stelle des inneren Kontakthofes, im Glimmerschiefer von Bräunsdorf, Andalusit, Staurolith und Cordierit beobachtet worden ist.

Der sechste Abschnitt endlich ist ein „Historischer Überblick über die Ansichten von der Genesis der erzgebirgischen Gneise seit C. F. Naumann“. **Milch.**

Beiträge zur Geologie der präcambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez.

I. **W. Ramsay**: 1. Einleitung. 2. Das Sandstein-Diabas-Gebiet westlich vom See Onega. (Fennia. **22**. (7.) 1—27. 1906.)

II. **W. Wahl**: 3. Die Gesteine der Westküste des Onegasees. (Fennia. **24**. (3.) 1—94. 3 Taf. 1908.)

I. Das von Inostranzeff für devonisch, von Sederholm für jatulisch gehaltene Sandsteingebiet westlich des Onegasees stellt Verf. in die jüngste, die jotnische Abteilung des fennoskandischen Präcambriums. Der ausgedehnte Komplex liegt fast eben, an den Rändern schwach tellerförmig aufgebogen und wird besonders in der Nähe des Sees von einer Anzahl, oft topographisch gut hervortretender Verwerfungen durchsetzt, an denen die Ostflügel abgesunken sind. Ihnen verdankt der See an dieser Stelle z. T. seine Gestalt. Auf den sicher über 70 m mächtigen Sandstein folgt ein in seiner Mächtigkeit sehr variables Schiefermittel (0—40 m), und konkordant darüber liegt der wahrscheinlich intrusive Diabas, der deutliche endogene und exogene Kontakterscheinungen zeigt. Das geologische Alter wird gefolgert aus dem Auftreten lapilliartiger Einschlüsse im Sandstein, die von dem postonegischen Eruptivgebiet von Petrosawodsk stammen.

II. 1. Die Diabase (Swirtypus.) Sie gehören wahrscheinlich alle einer, etwa 85 km langen, Intrusivmasse an. Verf. unterscheidet drei besondere Typen:

a) Das Normalgestein, den Diabas. Es ist ein feinkörniges, sehr frisches Gestein, dessen Struktur charakterisiert ist durch den „polysomatischen“ Aufbau der regellos angehäuften Felder von Plagioklas und Pyroxen. Der Plagioklas schwankt seiner Zusammensetzung nach von Ab_7An_3 bis Ab_2An_8, zonare Struktur sehr verbreitet. Der Pyroxen ist teils Hypersthenaugit mit großem, teils Augithypersthen mit kleinem Achsenwinkel (2E von fast 0—75° in (010), opt. +). Spärlich sind Amphibol, Titanmagnetit, Pyrit, Glimmer, Apatit. Quarz ist mikropegmatitisch mit K- oder KNa- oder Na-Feldspat verwachsen, der Gehalt an dunklen, hydroxylhaltigen Gemengteilen (Hornblende, Biotit) wächst mit dem Mikropegmatitgehalt. Analyse unter 1. Quantitative Mineralzusammensetzung, nach der Rosiwal'schen Methode bestimmt, unter a.

b) Der grobkörnige Quarzdiabas, früher als Syenitgranit bezeichnet, bildet Schlieren im Hauptgestein. Er besteht aus Plagioklas (Ab_1An_1 — Oligoklas), der Orthoklasränder trägt; diese werden lokal von einem natronreichen Mikroklin umrahmt. Die bis 1,5 cm langen Säulen von Pyroxen sind im Innern hell (2E z. T. fast 0), nach außen werden sie dunkler (2E 65—75°); die Auslöschungsschiefe nimmt mit Abnahme von 2E zu. Die Analyse des Pyroxens steht unter 6, 2 und 3 sind Analysen dieses Gesteinstypus, b und c die Mineralzusammensetzung.

c) Diabasaphanit tritt nahe am Kontakt mit den Schiefern auf. Porphyrische Labradore liegen in einer Grundmasse von Hornblende, Plagioklas, Glimmer und Magnetit; direkt am Kontakt ersetzt bisweilen Glimmer den Amphibol völlig. Nach Jakowleff [1] ist das Gestein direkt am Kontakt um 10 % SiO_2 ärmer als in einiger Entfernung davon.

d) Granitgänge im Diabas. Es wurden wenige, geringmächtige Gänge mit teils granophyrischer, teils aplitischer Struktur beobachtet, die z. T. den Diabas im Kontakt verändert haben. Sie werden (ebenso wie bei Jakowleff) als Diabasaplite aufgefaßt. Ihre Zusammensetzung zeigt Analyse 4.

Verf. definiert die Quarzdiabase (Swir- bezw. Kongatypus) als „holokristalline (hypabyssische), mittel- bis feinkörnige, ... grauschwarze Gesteine, die wesentlich aus Plagioklas und Enstatitaugit mit wechselnden, aber nicht unbeträchtlichen Mengen von Quarz in mikropegmatitischer Verwachsung mit einem natron- und kalireichen Feldspat, sowie aus Titanomagnetit bestehen. Übergemengteile sind Hornblende, Glimmer, Apatit und Erze“. Sie vereinigen den Mineralgehalt der Gabbros und Granite und spalten granitische Schlieren und Gänge ab. Sie können auch als ein gering differenziertes Gabbro-Granitmagma von schwach lamprophyrischem Charakter gedeutet werden. Verf. scheint geneigt, auch die Quarzbasalte hierher zu stellen. Es ist sicher, daß der Quarz in sie weder durch Resorption von Sandstein u. a. noch durch Zufuhr von Granitmagma gelangt ist.

2. Die Sedimente. Vorherrschend durch Eisenglanz rot gefärbte „Kristallsandsteine“, „Quarzitbreccien“ mit Bruchstücken von

[1] Travaux soc. imp. d. Naturalistes. St. Petersburg. **33**. 53—101.

Kieselschiefer und Diabas (s. o.). Die Kontakterscheinungen durch den Diabas bestehen in Härtung der Sandsteine, Umwandlung der Tonschiefer zu Hornfelsen und Erzeugung von Quarzzoisitfels (Analyse 5) aus ehemals wahrscheinlich mergeligen, lößähnlich zusammengesetzten Schichten. Verf. hält die Sedimente des Gebietes für kontinentale Ablagerungen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2	49,15	50,42	55,54	74,93	65,31	50,36
TiO_2	2,41	2,25	1,79	0,28	0,52	0,80
Al_2O_3	11,48	13,35	11,98	11,37	14,71	2,49
Fe_2O_3	3,97	3,92	5,48	1,34	3,72	2,35
FeO	13,22	12,00	9,33	1,32	0,68	18,15
Ni (Co) O	0,07	0,07	0,04	—	—	0,04
MnO	0,44	0,35	0,29	0,09	Sp.	0,56
MgO	5,39	3,99	1,39	0,54	1,12	11,37
CaO	8,63	7,99	4,99	1,24	12,34	13,97
BaO	0,04	Sp.	0,08	0,28	—	—
Na_2O	2,64	2,77	3,78	1,18	fehlt	0,26
K_2O	1,36	1,35	2,73	6,72	0,17	0,19
P_2O_5	0,32	0,15	0,73	0,15	0,16	—
FeS_2	0,22	0,48	0,12	—	—	—
H_2O —	0,20	1,04	1,17	0,75	1,17	0,55
H_2O +	0,37		0,83			
Sa.	99,91	100,13	100,27	100,19	99,90	101,09
Sp. Gew.	3,090	3,017	—	—	2,978	3,460

	a.	b.	c.
Plagioklas	54,8	56,2	27,2
Pyroxen	33,6	26,6	14,9
Hornblende	2,9	4,5	9,3
Magnetit	5,1	5,1	5,1
Glimmer	0,6	1,0	1,5
Quarz + Mikropegmatit	3,0	6,6	—
Unverzwill. Feldspat	—	—	25,6
Quarz	—	—	15,5
Apatit	—	—	0,9

1. Diabas. Nördlich von Schtscheliki.
   a. Mineralbestand in Volum-%.
2. Grobkörniger, mikropegmatitarmer Quarzdiabas. Ebendaher.
   b. Mineralbestand in Volum-%.
3. Grobkörniger, mikropegmatitischer Quarzdiabas. Kaljaschki.
   c. Mineralbestand in Volum-%.
4. Granit (Diabasaplit). Schtscheliki.
5. Quarz-Zoisitfels. Ryboretzkaja-Schtschelga.
6. Pyroxen aus 2.

O. H. Erdmannsdörffer.

A. Lacroix: Sur la constitution pétrographique du massif volcanique du Vesuve et de la Somma. (Compt. rend. **144**. 1245—1251. 1907.)

Man hält den petrographischen Bestand des Vesuvmassivs gewöhnlich für sehr einfach, weil man sich meist nur mit den historischen Ergußmassen und mit denjenigen Laven beschäftigt hat, welche an der Somma Decken und Gänge bilden; das sind in der Tat sämtlich Leucittephrite oder doch ganz ähnliche Gesteine. Jedoch umfaßt der alte Vulkankegel eine große Zahl mehr saurer und leukokrater Massen, die Verf. nunmehr systematisch studiert hat (eine ausführliche Monographie erscheint demnächst). Es handelt sich um folgende Gesteine: Mikrolithischer Leucitphonolith (Glas, Leucit, Sanidin, Hornblende, Augit, Biotit, Magnetit, Melanit etc.), Leucittephrit (Leucit, grüner Augit, Sanidin, Hornblende, Bytownit-Labradorit, Magnetit, Melanit, Sodalith), Trachyt (z. T. phonolithoid; Sanidin, Augit, Hornblende, Sodalith, Hauyn, Olivin, Nephelin, Melanit, Titanit, Biotit, Glas), Syenit (oder Sanidinit), Sodalithsyenit (foyaitische Struktur; Sanidin, Sodalith, Amphibol, Augit, Biotit, Guarinit), Leucitsyenit (Leucit, Sanidin, Davin, Hornblende, Augit, Titanit), „Mikrosyenit“ (Sanidin, Nephelin, Augit, Melanit, Titanit, Titanomagnetit, etwas Plagioklas, Pistazit, Allanit), Monzonit (basischer Plagioklas, Biotit, Augit, Orthoklas). Fast sämtliche Gesteine führen als pneumatolithisches Produkt Skapolith.

Es folgen 18 Analysen, von denen hier nur diejenige des Monzonit wiedergegeben sei: SiO_2 50,55, Al_2O_3 20,04, Fe_2O_3 1,70, FeO 6,50, MgO 8,42, CaO 3,12, Na_2O 2,18, K_2O 5,71, H_2O 1,45, TiO_2 1,16, P_2O_5 0,06; Sa. 100,89. **Johnsen.**

W. Salomon: Die Entstehung der Sericitschiefer in der Val Camonica (Lombardei). (Ber. über die 40. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. 1907. 7 p.)

Der nördlichste Permzug der Val Camonica und der angrenzenden Bergamasker Alpen unterscheidet sich von den südlicheren Vorkommen durch das Auftreten mächtig entwickelter Sericitschiefer und Sericitquarzite, während ihm die mächtigen Quarzporphyrlagen der meisten Permareale aus der weiteren Umgebung des Adamellogebietes zu fehlen scheinen; eine genauere Untersuchung ergab, daß sie stark deformierte und umgewandelte Quarzporphyre sind, die in den weniger stark deformierten Varietäten noch deutliche Porphyrquarze als Einsprenglinge erkennen lassen.

Die von M. Dittrich ausgeführte Analyse ergab:

SiO^2 74,76, Al^2O^3 13,88, $Fe^2O^3 + FeO + TiO^2$ 3,25, MgO 0,93, CaO Sp., Na^2O 0,25, K^2O 4,23, $CO^2 + H^2O$ 2,99; Sa. 100,29. Der sich bei der Berechnung auf Molekularproportionen ergebende, sehr bedeutende Tonerdeüberschuß erklärt sich durch die Umwandlung des größten Teils

des Kalifeldspates in Sericit; die gleiche Erscheinung bietet das von C. Schmidt als „schieferiger Porphyr“ vom Schwarztal (Windgällen) beschriebene Gestein.

Die schwächer umgewandelten Varietäten, die Sericitquarzite, zeigen hinter den größeren Quarzeinsprenglingen oft in typischer Entwicklung die toten Höfe, die meist, ebenso wie die Risse in den Einsprenglingen, von neugebildetem lichtem Magnesiumcarbonat erfüllt sind; die Porphyrgrundmasse ist vielfach anscheinend gut erhalten, aber sie wird durchzogen von zerfaserten Geflechten von Sericithäuten, welche die Schieferung des Gesteins bewirken.

In den Sericitschiefern sind sowohl die Einsprenglinge sämtlich zerdrückt, wie auch die alte Porphyrgrundmasse völlig verschwunden.

Trotz der nachgewiesenen Entstehung aus Porphyr behält Verf. den Namen Sericitquarzit bei, da er mit Quarzit nicht den Begriff sedimentärer Entstehung verbindet.

Geologisch ist zu bemerken, daß diese veränderten Quarzporphyre dem einzigen Permgebiet der Adamellogruppe und ihrer Umgebung angehören, in dem die Schichten steil aufgerichtet und durch den Gebirgsdruck stark gepreßt werden; auch die übrigen Gesteine des Perm dieses Gebiets weisen entsprechende Deformationen auf.

Die gepreßten Gesteine sind in der Nähe des Tonalit kontaktmetamorph verändert; die Kontaktmetamorphose ist jünger als die Deformation, „ein neuer Beweis für das tertiäre Alter der Granitintrusion“.

Milch.

H. S. Washington: The Catalan Volcanoes and their Rocks. (Amer. Journ. of Sc. 174. 217—242. 4 Fig. 1907.)

Die vulkanische Tätigkeit in der Nähe von Olot und Gerona in Catalonien (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -50-) begann nach Calderon sehr schwach im Tertiär; der Anfang der eigentlichen vulkanischen Tätigkeit ist aber erst in das Mittelquartär zu setzen und die vorzügliche Erhaltung der Vulkane weist auf eine bis zur Gegenwart fortgesetzte Tätigkeit hin, wenn auch historische Berichte über Ausbrüche nicht vorliegen. In der vulkanischen Tätigkeit lassen sich zwei Perioden unterscheiden: die ältere, stärkere, aber gleichmäßig ruhige förderte gewaltige Lavaströme von 5—10 km Länge und 40—50 m Dicke, die jüngere zahlreiche, gewöhnlich auf den Lavaströmen aufsitzende Aschenkegel. Ein wesentlicher Unterschied in der Natur des geförderten Materials der beiden Perioden besteht nicht.

Die Laven sind recht einförmig: Feldspatbasalte scheinen auf die Umgegend von Olot beschränkt zu sein; zu ihnen gehört der wegen seiner schönen säuligen Absonderung berühmte Strom von Castellfullit — am weitesten verbreitet sind basischere Nephelinbasanite, selten statt der farblosen Gemengteile glasführende Limburgite.

Die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine ist gleichfalls eintörmig: unter den femischen Komponenten herrscht Augit; Olivin und titanreiches Eisenerz ist stets vorhanden, Hornblende, Biotit, Titanit fehlt durchaus. Unter den salischen Gemengteilen ist Labradorit ($Ab^1 An^1$) am weitaus häufigsten entwickelt, fehlt aber bisweilen; auf Kalifeldspat lassen die Analysen schließen, doch scheint er gewöhnlich nicht auskristallisiert zu sein. Nephelin findet sich bisweilen in gut begrenzten Kristallen, häufiger aber als schlecht ausgebildete Nephelinfülle und ist auch sehr oft im Glas enthalten. Leucit und Glieder der Sodalithfamilie fehlen gänzlich.

Chemisch ist besonders der regelmäßige, auffallend hohe Titangehalt bemerkenswert, der Verf. an der Möglichkeit eines komagmatischen Zusammenhanges mit den Laven von Sardinien, Pantelleria, Linosa, vielleicht Tripolis und sogar des großen ostafrikanischen Grabens denken läßt. Alle Analysen sind von Washington ausgeführt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO^2 . . .	47,66	44,55	43,64	44,29	44,20	44,82	44,80
Al^2O^3 . .	14,36	12,48	13,12	12,62	13,96	14,06	15,51
Fe^2O^3 . .	2,83	2,81	6,40	3,61	3,19	4,56	2,35
FeO . . .	8,44	8,54	5,52	8,84	8,41	7,27	8,52
MgO . . .	8,19	10,85	9,36	10,06	8,03	8,60	8,83
CaO . . .	9,36	7,99	9,52	9,23	9,79	9,56	9,91
Na^2O . . .	3,51	4,04	3,89	3,25	3,66	3,69	2,99
K^2O . . .	1,54	2,57	2,18	1,82	2,35	2,30	2,29
H^2O+ . .	0,17	0,56	0,49	0,21	0,76	0,30	0,16
H^2O- . .	0,20	0,18	0,16	0,09	0,12	0,05	0,09
CO^2 . . .	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.	n. vorh.
TiO^2 . . .	3,83	4,32	4,55	4,92	4,10	4,25	4,01
ZrO^2 . . .	n. best.	n. best.	n. best.	0,02	n. best.	n. best.	n. best.
P^2O^5 . . .	0,45	0,70	0,74	0,57	0,62	0,67	0,68
SO^3 . . .	n. best.	0,05	n. best.	0,05	n. best.	n. best.	n. best.
MnO . . .	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,51	n. vorh.	0,08
NiO . . .	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,14	n. best.	0,13
BaO . . .	n. best.	n. best.	n. best.	0,06	n. best.	n. best.	n. best.
SrO . . .	n. best.	n. best.	0,03	0,04	n. best.	n. best.	n. best.
	100,54	99,64	99,60	99,68	99,84	100,13	100,35

Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%.

	Ia.	IIa.	IIIa.	IVa.		VIIa.
Augit	25,8	25,0	30,0	28,0		35,0
Olivin	10,8	15,0	8,0	13,0		5,0
Eisenerz	8,9	11,0	15,0	14,0	(Magnetit)	10,0
Apatit	0,8	2,0	2,0	1,0		
Labradorit . .	53,7	35,0	35,0	38,0		
Nephelin . . .	—	12,0	10,0	6,0		
					Glas . . .	50,0

I. Plagioklasbasalt (Camptonose), oberer Strom von Castellfullit bei Olot.
I a. „ „ „ „ „ „ „ „ Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%.
II. Nephelinbasanit (Monchiquose), unterhalb der Kapelle Sant Medir, Llorá, bei Gerona.
II a. Nephelinbasanit (Monchiquose), unterhalb der Kapelle Sant Medir, Llorá, bei Gerona. Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%.
III. Nephelinbasanit (Monchiquose), La Garrinada, Olot.
III a. „ „ „ „ „ Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%.
IV. Nephelinbasanit (Limburgose), Las Planas, südlich von Olot.
IV a. „ „ „ „ „ „ „ Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%.
V. Nephelinbasanit (Limburgose), Cruzcat, südlich von Olot.
VI. „ „ Montsacopa, Olot.
VII. Limburgit (Limburgose), Fuente San Roque, Olot.
VII a. „ „ „ „ „ „ Mineralogische Zusammensetzung in Gewichts-%. **Milch.**

A. Kleinschmidt und H. Limbrock: Die Gesteine des Profils durch das südliche Musarttal im zentralen Tian-Schan. (Abh. math.-phys. Kl. bayr. Akad. d. Wiss. **23**. (1.) 1906. (1907.) 215—232.)

Die Abhandlung enthält die Bearbeitung eines Teiles des auf der Merzbacher'schen Tian-Schan-Expedition 1902—1903 gesammelten petrographischen Materiales und schließt sich an die Arbeit von S. Richarz über die Gesteine des Bajum-Koltales an. Die geologischen Daten basieren auf den Beobachtungen von H. Keidel. Das Musarttal wendet sich, ausgehend vom östlichen Teil des zentralen Tian-Schan, gegen Süden, es durchschneidet zwei mächtige Granitmassive, die im Norden und Süden von sehr beträchtlichen Kontaktzonen begrenzt werden. Die beiden Granitmassive sind in ihrer Zusammensetzung und wohl auch dem Alter nach verschieden, und zwar ist das nördliche, aplitische Massiv jünger als das größere eugranitische im Süden. Letzteres ist aber „jedenfalls älter als das obere Carbon".

An den Kontaktzonen beteiligen sich Hornfelse, Knotenschiefer, Injektionsgneise, Glimmerschiefer, Marmore in großer Ausdehnung und Dolomit. Letzterer ist stellenweise direkt gebändert durch Granitlagen, ohne eine wesentliche Änderung seiner Struktur zu zeigen.

Im Hinblick auf die Kontroverse, ob eine homogene Deformation von Quarz durch Gebirgsdruck möglich ist (vergl. L. Milch, Centralbl. f. Min. etc. 1904. 181—190), erscheint dem Ref. eine kurze Notiz bei der Besprechung der Quarzporphyre bemerkenswert. Diese haben eine starke Kataklase, die bis zur Bildung von Sericitschiefern geht, erlitten. Aus

einem dieser Quarzporphyre, der, wenn auch weniger starke, so doch deutliche Kataklase erkennen läßt, werden neben kataklastisch zermalmten Quarzkörnern längere gebogene Quarzkristalle erwähnt.

Über die Gesteinsfolge im einzelnen muß auf die Arbeit selbst und das beigegebene Profil verwiesen werden. **H. Philipp.**

M. Weber: Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann-v. Erlanger nach Ostafrika und Abessynien 1900—1901. (Mitt. geogr. Ges. München. 1. 4. Heft. 1906. 637—660. 1 Kartentaf.)

Einer kurzen petrographischen Beschreibung der von der Expedition gesammelten Gesteinsproben folgt eine Erörterung über den Verlauf des ostafrikanischen Grabens. Während Suess annahm, daß die Grabenversenkung vom Rudolf-See in gerader nördlicher Richtung weiterläuft, das Tal des Omo einschließt und dann erst gegen Ostnordost einbiegt gegen den Zuaj-See und das Hauaschtal, macht es die Orographie, gestützt durch den petrographischen Befund, sehr wahrscheinlich, daß im nördlichen Teil des Rudolf-Sees eine Gabelung des Grabens eintritt. Der eine Ast hält die von Suess angenommene nördliche Richtung ein, verflacht aber allmählich, während die Hauptfortsetzung des Grabens bereits im nördlichen Drittel des Rudolf-Sees gegen NNO. abbiegt und über den Stephanie-See und das Seengebiet der Gandjule—Abbaja—Abassi in gerader Linie zu den Shaleseen und zum Tale des Hauasch führt.

Zwischen der Gabelung des Grabens sowie zu beiden Seiten der Grubenäste stehen kristalline Gesteine, vor allem Granite an, z. T. von Sedimenten (Malm, Neocom) bedeckt. Kristalline Schiefer und Gabbros scheinen seltener zu sein. Unter den jungvulkanischen Ergußgesteinen, die im Graben selbst, aber auch in ziemlicher Entfernung von diesem auftreten, wurden Gesteine der Alkalireihe zahlreich nachgewiesen, unter anderem Commendite. Basaltische Gesteine, darunter Melilith-Hornblende- und Nephelinbasalte, sind weit verbreitet. **H. Philipp.**

E. Gourdon: Sur un microgranite alcalin recueilli sur la terre de Graham par l'expédition antarctique du Dr. Charcot. (Compt. rend. **144**. 1224—1226. 1907.)

Unter den auf der antarktischen Expedition von Dr. Charcot gesammelten Gesteinen, die Verf. untersucht, befindet sich ein Alkaligranit von der Insel Wandel im Gebiete von Grahamsland. Es ist ein feinkörniges, graugrünes Gestein von wahrscheinlich gangförmigem Charakter mit Einsprenglingen von Orthoklas, Quarz und Metasilikaten. U. d. M. erscheint der Quarz geradlinig umgrenzt und öfters mit orientierter Aureole umgeben, der Orthoklas bald regel-

mäßig, bald unregelmäßig geformt; dazu treten Ägirinaugit und tief blaugrüne Hornblende mit folgenden Eigenschaften: $\measuredangle c : \dot{c} = 8^0$, $b = \mathfrak{b}$, Doppelbrechung schwach und negativ, Achsenwinkel klein, „Dispersion stark“, Absorption $c = \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Diese Hornblende ist oft von einem blauen Riebeckitsaum umgeben. Pyroxen und Amphibol sind oft regelmäßig verwachsen. Der Ägirinaugit ist der älteste Gemengteil, manchmal jedoch umsäumt er den Orthoklas. Die feinkörnige Grundmasse zeigt spießige Kristalle von Ägirinaugit und obigem Riebeckit in einem mikrogranitischen Gemenge von Quarz, Orthoklas und Albit. Die dunklen Gemengteile überwiegen.

Das Gestein erinnert an Lacroix' Alkaligranit von Gouré (nördlich vom Tschad-See), doch ist die Struktur nicht poikilitisch, sondern tinguaitisch.

Analyse a bezieht sich auf obiges Gestein und ist neu, b auf das Gestein von Gouré, c auf Prior's Paisanit von Scholoda (Abessinien), d auf den Pantellerit von Moullou (Abessinien) und e auf den Ägirin-Liparit von Helabala (Somali-Wüste).

	a.	b.	c.	d.	e.
SiO_2	73,25	75,25	76,01	71,4	75,9
Al_2O_3	12,60	11,60	11,96	11,8	11,5
Fe_2O_3	0,34	0,78	2,06	5,6	3,4
FeO	2,65	3,00		1,4	0,9
MgO	0,51	0,39	—	0,6	0,1
CaO	—	0,70	0,26	0,2	—
Na_2O	5,37	3,98	4,46	4,2	4,0
K_2O	3,95	4,20	4,73	4,3	4,4
TiO_2	—	0,19	—	—	—
Glühverlust	0,75	—	0,28	1,4	1,0
Sa.	99,42	100,09	99,76[1]	100,9	101,2

Johnsen.

S. Weidmann: The Geology of North Central Wisconsin. (Wisconsin Geol. and Nat. Hist. Survey. Bull. **16**. 1907. 1—681. 76 Taf.)

Die ältesten Gesteine des nördlichen Zentral-Wisconsin sind stark geschieferte Gneise, Grünschiefer, Quarzsyenitschiefer und Biotitgranitschiefer, ursprüngliche Eruptivgesteine, die als Basalgruppe zusammengefaßt werden und vielleicht als Laurentium oder Keewatin zu betrachten sind.

Eine weitere Serie von präcambrischen schieferigen Gesteinen, die als untere Sedimentreihe zusammengefaßt werden, liegt wahrscheinlich diskordant über der Basalgruppe, doch ist dies infolge mangelhafter Aufschlüsse ebensowenig sicher zu konstatieren als die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen Glieder der unteren Sedimentreihe zueinander, die

[1] Verf. gibt 99,73 an.

durch die mächtigen Intrusivmassen in einzelne Schollen zerrissen sind. Nach Lokalitäten werden diese benannt: es sind vorwiegend Quarzite, auch Grauwacken, Schiefer verschiedener Art, meist rekristallisiert durch Regional- und Kontaktmetamorphose.

In der Basalgruppe wie in der unteren Sedimentreihe treten Intrusivgesteine auf, die etwa 75 % des Gesamtgebietes einnehmen. Sie sind durchweg, wie auch die älteren Gesteine, oft intensiv geschiefert. Es werden drei Reihen aufgestellt. Die älteste ist:

1. Die Rhyolithreihe. Es sind Natrongesteine (vergl. die Analysen 1, 2), die Einsprenglinge von Albit und Quarz in recht mannigfach entwickelter Grundmasse führen. Farbige Gemengteile sind Biotit, grüne und blaue Hornblende. Untergeordnet treten Rhyolith-Andesite auf mit Anorthit- oder Labradoreinsprenglingen.

2. Die Diorit-Gabbro-Reihe ist jünger, da sie die Rhyolithe intrudiert. Auch hier spielen schieferige Gesteine eine große Rolle. Unterschieden werden Hornblende-Plagioklasgesteine, z. T. mit Quarz und etwas Biotit als Diorite (Analyse 3) oder Grünsteine, und Plagioklas-Augitgesteine, z. T. mit Olivin oder Hornblende als Gabbro (Anal. 4, 5). Lokal kommt ein Forellenstein in sehr mannigfacher schlieriger Entwicklung vor, der aus Anorthit, etwas Enstatit, Forsterit, Magnetit, Picotit, Chromit und etwas Korund besteht (Anal. 6, 7).

3. Als nächstjüngere Intrusivmassen treten die als Granit-Syenit-Reihe zusammengefaßten Gesteine auf. Es sind z. T. typische Vertreter der foyaitischen Magmen. Etwa 80 % dieser Reihe und $\frac{1}{2}$—$\frac{2}{3}$ des Gesamtgebiets wird von Graniten eingenommen.

Es sind teils sehr leukokrate Biotitgranite (Anal. 8), teils biotitreiche Granite, auch muscovitführend, und Amphibolgranite (Anal. 9), deren Amphibol ein tonerdereicher Pargasit ist; die Feldspäte sind Mikroperthit, Albit, Anorthoklas. Aplite, Pegmatite, Granophyre, granitische Eruptivbreccien und geschieferte Granite sind weitere Varietäten.

Quarzsyenit (Anal. 10), teils Barkevikit, Hedenbergit und Fayalit führend, teils grünen Pyroxen und Arfvedsonit enthaltend. Interessante Kontaktverhältnisse mit den Quarziten, die mit Mikroperthit und blauem Amphibol pneumatolytisch imprägniert werden.

Nephelinsyenit tritt in zwei Haupttypen auf:

a) Der erste (Marathon-Typus) baut sich auf aus Anorthoklas, etwas Mikroklin, Nephelin, Hedenbergit, Barkevikit, z. T. auch Lepidomelan, Fayalit, Magnetit und wird als Hedenbergit-Fayalit-Nephelinsyenit bezeichnet (Anal. 11).

b) Der zweite Typus ist ein normaler Ägirin-Sodalith-Nephelinsyenit (Anal. 12), der gelegentlich auch arfvedsonitreich werden kann (Anal. 13).

Recht mannigfache Abarten treten auf: so Nephelinsyenite mit tafeligen Mikroperthiten, solche mit namhaftem Calcitgehalt, der als primär angesehen wird, Übergangsformen zum Syenit

und schließlich sehr basische, quarz- und nephelinfreie Glimmersyenite (Anal. 14).

Sehr reichlich sind auch Pegmatite entwickelt, deren Mineralien zum großen Teil allerdings erst summarisch, besonders chemisch, untersucht sind.

Die quarzführenden Pegmatite enthalten: Mikroperthit, auch Albit, Krokydolith, Riebeckit, Percivalit: einen faserigen, mit Krokydolith verwachsenen, olivgrünen (a hellgelbgrün, b und c grau mit grünem Stich, Auslöschung [?] 7—8°) Pyroxen (Anal. a). Akmit, Lepidomelan, Lithionglimmer, der auf Grund seiner Zusammensetzung (Anal. b) als neu angesehen und als Irvingit bezeichnet wird; Fluorit, Calcit, Pseudomorphosen von Pyrolusit nach Carbonaten, Graphit, ein neues Glied der Pyrochlorgruppe (besonders durch niedern SiO_2-, sehr niedern CaO- und hohen Ce_2O_3- und Yt_2O_3-Gehalt gekennzeichnet, vergl. Anal. c), das Marignacit genannt wird; Zirkon mit hohem Al_2O_3-Gehalt.

Die nephelinführenden Pegmatite enthalten als Feldspat vorherrschend Albit, ferner Nephelin, Sodalith, Ägirin, Arfvedsonit, Glimmer, Titanit, Rutil, Zirkon, Fluorit u. a.

Die Gesteine der drei Reihen sind innerhalb einer jeden derselben miteinander gauverwandt; aber auch die Reihen als solche stehen unter sich in einer, wenn auch entfernteren, verwandtschaftlichen Beziehung, die sich aus der Gleichzeitigkeit ihrer Eruption und der Gemeinsamkeit bestimmter chemischer Züge — hohe Al_2O_3, $CaO > MgO$, im allgemeinen hohe Alkalien mit $Na_2O > K_2O$ — ergibt. Allerdings ist die Differentiationsgeschichte des gesamten Gebietes nicht bekannt, innerhalb der drei gesonderten Magmenteile hat jedoch wahrscheinlich die Differentiation vorwiegend durch Kristallisationsvorgänge stattgefunden. [Der enge Verband gabbroider und dioritischer Gesteine mit foyaitischen Typen ist sehr bemerkenswert. Ref.]

Über den bisher genannten Sediment- und Eruptivgesteinen liegt, ebenfalls wie diese vielfach gefaltet und geschiefert, eine Gruppe von Grauwacken, Konglomeraten und Quarziten, die sich aus dem Material des Untergrundes aufbauen und, als obere Sedimentreihe zusammengefaßt, in eine Anzahl stratigraphisch nicht zueinander in Beziehung zu bringender Unterabteilungen mit Lokalnamen gegliedert werden. Sie gehören wahrscheinlich ins Mittel- oder Oberhuron.

Der ganze, intensiv gefaltete, präcambrische Komplex ist durch subaerische Denudation zu einer Peneplain eingeebnet worden, auf der lokal noch Residua von Kaolinen und Tonen liegen; das Ganze ist dann von dem Potsdam-Sandstein transgredierend überlagert worden, der lokal noch erhalten ist.

Als nächste Bildungen liegen darüber die pleistocänen Ablagerungen. Es werden vier Glazial- und drei Interglazialzeiten unterschieden, jedoch nur die Wisconsinstufe sicher parallelisiert. Sehr schön entwickelte Endmoränen, die Grundmoräne und ihre

verschiedenen morphologischen Erscheinungen werden ausführlich beschrieben, ebenso wie die Alluvialbildungen, Flußterrassen u. a., worauf hier nicht weiter eingegangen werden kann. Ein Kapitel ist der bekannten „driftless area“ gewidmet, von der ein Teil in das Gebiet fällt.

Ein besonderer Abschnitt behandelt die Physiographische Geologie, die Topographie und ihren Zusammenhang mit dem Aufbau, die Wasserläufe, Seen u. a., ein Schlußkapitel bespricht die nur wenig bedeutsamen technisch nutzbaren Gesteins- und Mineralvorkommnisse.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2	72,68	74,60	48,55	46,87	47,86	40,52	35,34	76,54	67,99
Al_2O_3	16,40	13,04	18,80	17,74	21,78	27,33	9,41	13,82	15,85
Fe_2O_3	0,99	0,76	4,61	5,28	2,96	5,29	7,81	1,62	} 5,36
FeO	1,53	3,34	7,60	7,48	3,95	1,19	2,62	—	
MnO	—	—	—	0,38	—	—	Spur	—	—
MgO	0,48	0,61	6,08	7,01	6,82	8,55	31,50	0,01	0,41
CaO	1,56	—	10,24	11,10[1]	13,30	8,90	0	0,85	1,78
Na_2O	3,85	5,40	3,19[1]	2,63	1,56	0,85	0,29	4,32	3,21
K_2O	2,10	0,82	0,12	0,28	0,21	0,07	0,34	2,31	4,81
H_2O	0,37	1,06	1,27	0,84	1,00	7,08	13,25	0,20	1,30
Sa.	99,96	99,63	100,46	99,61	99,44	99,78[2]	100,56	99,67	100,71[3]

1. Rhyolith, Wausau.
2. Rhyolith, Pine River.
3. Diorit, Stettin Area.
4. Gabbro, Eau Claire River.
5. Gabbro, Marathon City.
6. Troktolith, anorthitreich } Mündung des
7. „ forsteritreich } Copper River.
8. Granit, Heights bei Mosinee.
9. Hornblendegranit, Thre Roll Falls, Eau Claire River.

	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2	61,18	54,76	57,82	54,79	47,16
Al_2O_3	19,72	24,72	24,23	22,87	12,56
Fe_2O_3	3,71	2,73	1,56	1,74	11,01
FeO	1,32	2,35	1,03	3,24	13,30
MgO	0	0,10	0,28	Spur	0,53
CaO	2,64	1,67	1,04	1,92	8,63
Na_2O	5,28	10,38	9,20	10,75	4,24
K_2O	5,66	2,37	3,03	4,06	2,78
H_2O	0,32	0,53	0,59	—	0,12
Sa.	99,83	99,61[4]	99,62	100,37	100,33

[1] Fehlt im Original; aus der Differenz ergänzt. Ref.
[2] Im Text steht 99,79.
[3] „ „ „ 99,71.
[4] „ „ „ 99,63.

10. Quarzsyenit, Wausau.
11. Hedenbergit-Fayalit-Nephelinsyenit, Marathon County.
12. Ägirin-Sodalith-Nephelinsyenit, NW. von Wausau. (+ Feuchtigkeit: 0,14, TiO_2 0,30, ZrO_2 0,28, Cl 0,15, Spuren von MnO, S, P_2O_5; — 0,03 O äquiv. Cl.)
13. Arfvedsonit-Sodalith-Nephelinsyenit, ebendaher. (+ TiO_2 0,31, ZrO_2 0,07, F 0,14, Cl 0,70; — O (äquiv. F + Cl) 0,22.)
14. Basischer Glimmersyenit, ebendaher. (+ Spuren von MnO, TiO_2, P_2O_5.)

	a.	b.	c.
SiO_2	49,77	57,22	3,10
TiO_2	Sp.	0,14	2,88
ThO_2	—	—	0,20
Al_2O_3	28,78	18,38	Sp.
Fe_2O_3	2,99	0,32	0,50
Ce_2O_3	—	—	13,33
Yt_2O_3	—	—	5,07
Cb_2O_5	—	—	55,22
Ta_2O_5	—	—	5,86
FeO	0,12	0,53	0,02
MnO	0,69	Sp.	Sp.
MgO	0,11	0,09	0,16
CaO	0,33	0,20	4,10
Na_2O	15,71	5,14	2,52
K_2O	0,84	9,12	0,57
Li_2O	0	4,46	—
H_2O —	0,08	0,42	0,54
H_2O +	0,90	1,24	5,95
F	0	4,58	—
S	0,024	—	—
Sa.	100,344	99,91	100,02 [1]

a) Natron-Tonerdepyroxen (Percivalit) aus Quarzpegmatit. (+ Spur P_2O_5.)
b) Lithionglimmer (Irvingit) aus Quarzpegmatit. (— O 1,93 äquiv. F.)
c) Pyrochlor (Marignacit) aus Quarzpegmatit. (+ Spuren WO_3, SnO_2, Di_2O_3, La_2O_3, Er_2O_3.)

O. H. Erdmannsdörffer.

E. W. Skeats: Notes on the geology of Moorooduc in the Mornington peninsula. (Proc. Roy. Soc. Victoria. **20**. II. 1907. 89—103. 3 Taf.)

Beschreibung eines neuen Fundpunktes von untersilurischen Graptolithen südlich von Melbourne, des Granodiorits vom Mt. Eliza, seiner

[1] Im Text steht 99.93.

Apophysen von Aplit und Pegmatit, und seiner Kontaktwirkungen. [Ob das aus einem Kontaktgestein beschriebene, in den meisten Schnitten schief (bis 43°) auslöschende Mineral wirklich Andalusit ist, erscheint sehr fraglich. Ref.] O. H. Erdmannsdörffer.

E. W. Skeats: Notes on the geology of the You Yangs, Victoria. (Adelaide Meeting Australas. Assoc. f. Adv. of Sc. 1907. 1—10. 3 Taf.)

Die Hügelreihe You Yangs, 30 Miles WSW. von Melbourne, besteht aus K_2O-reichem Granit, der von Hornblendeporphyrit, Granitporphyr und saurem Granit gangförmig durchsetzt wird, und die anstoßenden Silurschichten kontaktmetamorph verändert hat.

O. H. Erdmannsdörffer.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

v. Pálfy: Das Goldvorkommen im Siebenbürgischen Erzgebirge und sein Verhältnis zum Nebengestein der Gänge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 1907. 144—148.)

Verf. wirft 3 Fragen auf: 1. auf welche Weise entstanden die Gangspalten des Gebietes?, 2. von wo stammt die Edelerzausfüllung der Gänge?, 3. wo, an welchen Punkten wurden die Gangspalten mit Edelerz ausgefüllt? Er beantwortet sie folgendermaßen: sämtliche Gänge des Siebenbürgischen Erzgebirges sind tektonische Spalten; die Edelerzausfüllung der Gänge stammt aus den postvulkanischen Wirkungen der Andesite des Siebenbürgischen Erzgebirges; die Gangspalten wurden an Punkten mit Edelerz ausgefüllt, wo den empordringenden Gasen und Dämpfen Gelegenheit geboten war, das Edelerz abzulagern, nämlich in der Nähe der vulkanischen Schlote. Das Nebengestein besitzt auf die Edelerzausfüllung der Gänge absolut keinen Einfluß, sondern bloß jenes Verhältnis, in welchem die Nebengesteine und die darin verlaufenden Gangspalten zu den Eruptionsspalten bezw. Vulkanschloten stehen. A. Sachs.

F. Tornau: Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **59**. -60—75-. 1907.)

Verf. gibt in seinem Vortrage zunächst eine kurze Übersicht über die geologischen Verhältnisse Deutsch-Ostafrikas und geht dabei etwas näher auf die von ihm bereisten Gebiete Iramba, Ussongo und Ikoma ein, die sich durch das Vorkommen von Gold auszeichnen. Hier finden

sich alte Schiefer (Phyllite, Tonschiefer, sericitische Schiefer, Hornblendeschiefer, Itabirite und Arkosen, untergeordnet Gneis), in denen intrusive Granite auftreten, die im Iramba-Plateau Schiefer und Diabase kontaktmetamorph verändert haben; gangartig werden die Schiefer außer von Diabasen von Gabbro, Diabasporphyrit, aplitischem Granit, Quarzdiorit und Quarzporphyr durchsetzt. Diabasgänge finden sich auch im Granit, so daß zwei verschieden alte Gruppen von Diabasen vorhanden sein müssen.

Goldführende Quarzgänge finden sich auf dem Iramba-Plateau, in der Landschaft Usindya südlich vom Viktoria Nyansa (das „Bismarck-Reef"), in der Landschaft Mssalala bei der Missionsstation St. Michael, halbwegs zwischen Tabora und Muansa (das „Auguste Viktoria-Reef") bei Ssamuye, bei Ikoma nördlich und südlich von der Station und in der Landschaft Kassama (= Ngasamo) unweit der Missionsstation Nassa am Speke-Golf.

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen mehreren Metern (auf dem Ruhogo-Hügel bei Ikoma sogar 6 m) und 1 m und darunter, ebenso schwankt ihre Länge, die auf dem Iramba-Plateau auf mehrere hundert Meter verfolgt werden konnte; hier treten sie in aplitischem Granit auf, der von Turmalin-Quarz durchzogen wird. In Ssamuye und Ikoma bilden sericitische Schiefer das Nebengestein. In Iramba verlaufen die Gold-Quarzgänge ungefähr N.—S., die O.—W. streichenden Quarzgänge sind taub; in Ikoma ist es gerade umgekehrt. Das Einfallen der Gänge ist sehr steil bis senkrecht.

Die Gänge bestehen fast nur aus Quarz; in Ikoma treten mit dem Quarz Carbonat auf. Schwefelkies ist auf den Gängen weit verbreitet, untergeordnet finden sich Kupferkies, Bleiglanz, Arsenkies.

Der Goldgehalt ist in den obersten Gemengteilen außerordentlich hoch; er steigt stellenweise auf mehrere tausend Gramm pro Tonne, nimmt aber nach der Tiefe sehr schnell ab und beträgt im frischen Gange nur wenige Gramm. Bei den Gängen von Ikoma ist die Verteilung goldreicher Partien nestartig. Ein Abbau dürfte sich nur auf die reichen Partien erstrecken und würde eventuell in kleinen Betrieben in den Händen von Ansiedlern Erfolg versprechen.

In Ussongo hat sich der Arkose-Sandstein stellenweise als schwach goldhaltig erwiesen.

In der Landschaft Unata, 25—30 km WNW. von der Boma Ikoma entfernt, wurde Graubraunstein zusammen mit Quarzporphyr neben rötlichen Schiefern getroffen; das gangartige Vorkommen besitzt eine Mächtigkeit von etwa $\frac{1}{4}$ m.

Soda ist in dem sogen. Natron-See im ostafrikanischen Graben wesentlich in gelöster Form enthalten; nur in der Nähe des SW.-Ufers finden sich Ansammlungen von Schollen. Eine Sodaprobe von hier ergab: 68,5 Na^2CO^3, 29,2 H^2O, 2,32 unlöslich. **Milch.**

W. Lindgren and F. L. Ransome: Report of Progress in the Geological Resurvey of the Cripple Creek District, Colorado. (United St. Geol. Surv. Bulletin. **254**. Washington 1904.)

Die Goldlagerstätten von Cripple Creek, die erst im Jahre 1891 entdeckt wurden, werden zurzeit neu kartiert. Vorliegende Abhandlung berichtet über die bisherigen Resultate dieser Neuaufnahme. Nach den bisherigen Beobachtungen geht Nephelinsyenit und trachytischer Phonolith ineinander über. Sie durchsetzen sich nicht, sind also gleichalterig. Das Charakteristische der Erzlagerstätte ist bekanntlich die Verbindung des Goldes mit Tellur, meist als Calaverit, teils auch als Sylvanit. Ferner kommt vor Pyrit, Tetratedrit, Molybdenit, gelegentlich Stibnit und selten Bleiglanz und Zinkblende. Als Gangart treffen wir Quarz, Fluorit, Dolomit, bisweilen auch Roscölit und Rhodochrosit, selten Cölestin und Calcit. An einzelnen Stellen findet sich viel Kalifeldspat im Gange. Die Erze treten in Zerrüttungszonen auf. Eine besondere Anreicherung unter der Oxydationszone ist nicht bemerkt. Als Grubengase machen sich Gemische von Stickstoff und Kohlensäure unangenehm bemerkbar. Sie dürften als letzte Exhalationen des Cripple Creek-Vulkans richtig gedeutet sein.

O. Stutzer.

Ch. W. Purington: Methods and Costs of Gravel and Placer Mining in Alaska. (United St. Geol. Surv. Bulletin. **263**. Washington 1905.)

Der Goldseifenabbau in Alaska hat seine eigenen Methoden entwickelt. Sie werden im vorliegenden vortrefflichen Buche in allen Einzelheiten beschrieben. Zahlreiche prächtige Abbildungen (42) und Skizzen (49) begleiten den Text. Die Goldseifen kann man in Alaska in folgende Abteilungen einordnen: 1. Creek placers, Seifen in und an kleinen Flüssen. 2. Hillside placers, Seifen an Abhängen. 3. Rench placers, Seifen alter Ströme, 50—300 Fuß über den jetzigen Flüssen. 4. River-bar placers, Seifen in oder an großen Strömen. 5. Gravel-plain placers, Seifen der Ebene. 6. Sea-beach placers, Seifen der Seeküste. 7. Lake-bed placers, Seifen jetziger oder früherer Seen. O. Stutzer.

L. M. Prindle and Fr. L. Hess: The Rampart Gold Placer Region Alaska. (United St. Geol. Surv. Bulletin. **280**. Washington 1906.)

Stark gefaltete Sedimentärgesteine (meist Devon) setzen den Rampart-Distrikt in Alaska zusammen. Verschiedene Eruptivgesteine kommen ebenfalls vor. Das in den Seifen der Flüsse und Bäche vorkommende Gold ist bisweilen mit Quarz verwachsen. Es entstammt dünnen Quarzadern, welche die dortigen Tonschiefer durchsetzen. Die Seifen selbst gehören dem Alluvium und dem Pleistocän an. Ihre Mächtigkeit beträgt meist 5 Fuß, steigt aber bis 100 Fuß. Neben Gold fand man in den Seifen

noch Silber, Kupfer, Granat, Hämatit, Magnetit und Baryt. Der Ursprung der goldhaltigen Quarzgänge wird vom Verf. in Zusammenhang mit Dioriten und sauren Eruptivgesteinen gebracht. **O. Stutzer.**

L. C. Graton: Reconnaissance of some Gold and Tin Deposits of the Southern Appalachians. With Notes on the Dahlonega Mines by W. Lindgren. (United St. Geol. Surv. Bulletin. **293**. Washington 1906.)

Verf. beschreibt sehr ausführlich die interessanten Zinnerzvorkommen von Carolina in den südlichen Appalachen. Granite und Granitgneise werden dort von Pegmatitgängen durchsetzt. Letztere führen als primären Bestandteil Cassiterit. Es unterscheidet sich dieses Zinnerzvorkommen von den gewöhnlichen Zinnerzgängen durch das Fehlen von Turmalin, Topas und Wolframit, sowie durch das Fehlen der Greisenbildung. Der Cassiterit ist meist zuerst auskristallisiert und liegt bisweilen direkt an unverändertem Feldspat an.

Die Goldlagerstätten der südlichen Appalachen sind Gänge, die sich in großer Tiefe bei hohem Druck und hoher Temperatur gebildet haben. Sie stehen genetisch in Beziehung zu Granitintrusionen. Quarz ist das hauptsächlichste Gangmineral. Dann kommt Sericit, Biotit, selten auch Rutil und Fluorit. Von Erzen findet man Gold, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Arsenkies und Ilmenit. Haupterz ist Pyrit.

Die goldhaltigen Quarzgänge (nach Lindgren) liegen meist am Kontakt zwischen Glimmerschiefer und Amphibolit, oder zwischen Glimmerschiefer und Granit, seltener im Glimmerschiefer.

Von Erzen tritt primäres Gold, dann aber auch Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und seltener Magnetkies auf. Zusammen mit Freigold tritt im Quarze Zinkspinell oder Gahnit auf. Als Gangmineral treffen wir stellenweise noch Calcit, Granat, Hornblende, Apatit und grünen Glimmer.

Die ursprüngliche Heimat des Goldgehaltes war nach Lindgren der Granit, aus welchem es durch magmatische Gewässer während der Abkühlung des Granites an seinen jetzigen Platz transportiert wurde.

O. Stutzer.

W. Lindgren: Some Gold and Tungsten Deposits of Boulder County, Colorado. (Econ. Geol. **2**. 1907. 453—463.)

Verf. beschreibt einige Gold- und Wolframlagerstätten aus dem südwestlichen Teile von Boulder County, Colorado. In präcambrische Biotitamphibolite und Gneise sind hier große Massen eines mittelkörnigen Granites eingedrungen, der von Pegmatit- und Syenitporphyrgängen durchsetzt wird. Jünger als diese sind die Erzgänge.

Die Sulfidgänge bestehen aus Quarz, Pyrit, Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende. Sie enthalten viel Silber und etwas Gold.

Die Telluridgänge führen hauptsächlich Goldtelluride. Ferner enthalten sie Baryt, Chalcedon, Quarz, Roscölith und Molybdänglanz. Letzterer kommt fein eingesprengt im Quarz vor. Eine tiefblaue Färbung des Gesteines, die von Ilsemannit herrührt, verrät den Molybdängehalt schon makroskopisch. Die Erze folgen Zerrüttungszonen im teilweise sericitischen Granit. Nach Lindgren hat der Absatz dieser Erze vermutlich nahe der Erdoberfläche stattgefunden. Die Lagerstätte gehört zum Typus Cripple Creek.

Auch die Wolframgänge der Gegend sollen sich nur in geringer Tiefe gebildet haben. Die Wolframproduktion vom Boulder County beträgt zurzeit ca. $\frac{1}{3}$ der ganzen Weltproduktion. Die Wolframgänge bestehen fast nur aus Wolframit und Quarz. Drusen sind oft beobachtet. Der Granit ist am Kontakte der Gänge sericitisch und silifiziert.

O. Stutzer.

R. G. Mc Connell: Report on gold values in the Klondike high level gravels. (Geol. Surv. of Canada. No. 979. Ottawa 1907. Mit Karte.)

Der vorliegende Bericht bildet eine Ergänzung zu dem im Jahre 1905 von demselben Verf. geschriebenen und ebenfalls von der kanadischen Survey herausgegebenen Report über die Geologie, Topographie und die Goldseifen des Klondike-Gebietes. Sein Hauptzweck ist eine schätzungsweise Zusammenstellung der in den Goldgebieten noch vorhandenen Goldvorräte, er bespricht aber auch Gegenstände, die für die geologische Kenntnis der Goldseifen im allgemeinen von Interesse sind.

Die beinahe in allen Gebieten alluvialer Goldlagerstätten zu beobachtende Tatsache, daß in den verschiedenen Phasen der Talbildung und Erosion auch Goldseifen entstanden sind, die dann in immer tieferen Niveaus angetroffen werden, wobei die jüngeren Ablagerungen gutenteils nur wiederum das Schwemmgold der älteren führen, tritt auch am Klondike in ausgezeichneter Weise in Erscheinung.

Die Goldseifen sind deshalb

Niederterrassenschotter: Schlucht-, Bach- und Flußseifen.

Mittelterrassenschotter: Terrassenseifen.

Hochterrassenschotter: die sogen. Klondike- und die White Channel-Seifen.

Durch Abbildungen werden die einfachen Beziehungen veranschaulicht; in dem eingangs erwähnten Report sind die verschiedenen Typen ausführlich geschildert worden.

Die White Channel-Schotter sind die ältesten und vom wirtschaftlichen Standpunkt aus wichtigsten des Distrikts, und auf sie bezieht sich zum guten Teil der Inhalt der vorliegenden Schrift. Sie bestehen zum größten Teile aus gerundeten Geschieben und abgerundeten Blöcken von Gangquarz, werden bis zu 50 m mächtig und bedecken den bis über 1 englische Meile breiten flachen Boden eines jetzt hochgelegenen ehemaligen Talsystems. Ihre Entstehung reicht nach Verf. mindestens bis in

die Pliocänzeit zurück. Seitdem haben unter Hebungen und Senkungen des weiteren Gebietes Veränderungen in der Richtung der Wasserläufe, und die Entstehung und Austiefung jüngerer Flußläufe mit viel engerem Profil und größerem Gefälle, kurz wohl alle die Vorgänge stattgefunden, die man auch in den ehemals vergletscherten Teilen Nordeuropas und in den Alpen z. T. als eine Folgeerscheinung der ehemaligen Vereisung beobachten kann. Die Zeit, während welcher der White Channel als Flußsystem bestand, muß sehr lang gewesen sein; ihr entspricht die Konzentrierung großer Mengen von Schwemmgold aus den damals zerstörten Ausstrichen goldhaltiger Quarzgänge, Mengen, denen gegenüber die späterhin von den jüngeren Bächen und Flüssen weggeführten Quantitäten von Ganggold trotz der oft tief in den felsigen Untergrund einschneidenden Erosion nur ganz unbedeutend sind.

Die weiteren zusammenfassenden Abschnitte bestätigen mehrfach die Beobachtungen, die man in den verschiedensten Ländern an Goldseifen gemacht hat. Der Hauptgoldreichtum findet sich in der Regel am Grunde der Schotterablagerungen auf dem Felsboden. Besteht dieser aus weichem Gestein, so sind die tiefsten Geröllablagerungen die Hauptgoldträger, ist es hart und rissig, so ist das Edelmetall längs der Risse in die Tiefe gewandert und der Felsgrund häufig bis zu 1—1½ m abbauwürdig und bis zu 3½ m und darüber goldhaltig. Über ganze Grubenfelder hin soll stellenweise der Quadrat-Yard (1 yard = 0,91 m) des Felsgrundes („bedrock“) unter dem White Channel-Schotter für 250—425 Mk. Gold gegeben haben. Diese mechanische Anreicherung der Goldpartikelchen läßt sich nur so erklären, daß die goldführenden Schotter wiederholt durch den Fluß aufgearbeitet worden sind, wodurch das schwere Metall sich allmählich auf dem Boden konzentrierte. Die Annahme eines langsamen Niedersinkens in den ruhenden Ablagerungen ist ausgeschlossen, weil sich das Gold niemals auf der Oberfläche der durch die Seifen zerstreuten großen Blöcke angereichert findet, die Schottermassen überdies zu mächtig und zu kompakt gewesen wären.

Der Feingehalt des Seifengoldes ist großen Schwankungen unterworfen; als Verunreinigung kommt hauptsächlich Silber in Betracht. In den reichsten Legierungen ist das Massenverhältnis zwischen dem gelben und weißen Metall 5 : 1, in den ärmsten 1,4 : 1, im Durchschnitt 2,3 : 1. Für gewisse größere oder kleinere Entwässerungsgebiete läßt sich ein im allgemeinen bezeichnender, wenn auch etwas schwankender Feingehalt des Seifengoldes bemerken. Daraus wird eine Abhängigkeit des letzteren vom Feingehalt des aufbereiteten Ganggoldes gefolgert; Änderungen können auf der Seife selbst dadurch vor sich gegangen sein, daß auf chemischem Wege Silber ausgelaugt wurde. Als Beweis für diese chemische Reinigung des Seifengoldes (die ja auch von anderen wiederholt behauptet worden ist) erwähnt Verf. den Umstand, daß das feinkörnige Gold stets silberärmer ist als das gröberkörnige und daß in der Regel, wie sich aus den nachstehenden, von Connor im Laboratorium der Survey ausgeführten Analysen ergibt, der Kern von Klondike-Goldklumpen weniger edel ist als die Oberfläche:

		Kern	Oberfläche
1.	Silber	35,8	29,4
	Gold	64,2	70,6
2.	Silber	39,9	33,5
	Gold	60,1	66,5
3.	Silber	37,3	30,3
	Gold	62,7	69,7
4.	Silber	46,1	41,0
	Gold	53,9	59,0

Nur in einem Fall ergab sich an einem noch mit Quarz verwachsenen und offenbar weniger veränderten Stück:

Silber	33,0	33,5
Gold	67,0	66,5

Das Klondike-Goldfeld, einschließlich der sogen. Indian River Creeks, hat bisher (1896—1906?) 119 Mill. Dollars an Gold und 793 000 Dollars an Silber ergeben. Die in Zukunft noch mögliche Produktion berechnet sich auf ungefähr 63 Mill. Dollars. Bergeat.

A. Gibb Maitland: Preliminary report on the geological features and mineral resources of the Pilbara goldfield. (Western Australia. Geol. Survey. Bulletin. 15. 118 p. 25 Textfig. 8 Karten. Perth 1904.)

Das Pilbara-Goldfeld erstreckt sich unweit der Küste unter dem 21. Grad südlicher Breite und schließt ein Gebiet von etwa 34 880 square miles ein.

Die geologische Untersuchung, die nur einen kleinen Teil des Feldes umfaßt, hat für diesen Teil folgende Gliederung ergeben:

Recent	Flugsand, Flußalluvionen, Eluvialbildungen (Sande, Laterit etc.).
Tertiär (?)	Ookover Schichten (Sandsteine, Kalksteine etc.).
Cambrium (?) . . .	Nullagine Schichten (Sandsteine, Grandsteine, Konglomerate, Kalksteine und vulkanische Gesteine).
Archäicum (?) . . .	Grünsteinschiefer etc. (Gold führend), Gneise und Granite (Zinn führend).

Hinzu kommt noch eine Reihe von basischen Eruptivgesteinen, die die Schiefer, Gneise und Granite in der Form von sich lang erstreckenden und angenähert parallel verlaufenden Gängen durchbrochen haben.

An der Zusammensetzung der Grünsteinschiefer etc., die fast überall genetisch mit dem Goldvorkommen verknüpft erscheinen, nehmen dem Ursprunge nach sowohl Eruptivgesteine, als auch unzweifelhaft Sedimente teil.

In Verbindung mit den Schiefern treten schichtig erscheinende, zuweilen hämatitführende Quarzite auf, die als silifizierte Schiefer gedeutet werden.

Unter den eigentlichen, goldführenden Quarzgängen, die in großer Anzahl sowohl die Schiefer, als auch in beschränkterem Maße die Granite durchsetzen, sind 2 Arten zu unterscheiden: Weiße, massig erscheinende Quarzgänge und schichtig erscheinende Quarz- und Jaspisgänge, letztere in ihrem Habitus sich den hämatitführenden Quarziten nähernd. Die schichtig erscheinenden Quarzgänge sind auf das Gebiet der Schiefer beschränkt, ganz entsprechend ihrem Vorkommen in den Goldfeldern des Südens und greifen nicht auf den Granit über. Dies veranlaßt Verf., zu vermuten, daß sie entweder auch nur silifizierten Schiefer oder ältere Gänge darstellen, die demselben Druck ausgesetzt gewesen seien wie die Gesteine, aus denen die Schiefer entstanden sind.

Die Quarzgänge, die meistens als Kämme im Gelände sich kenntlich machen, folgen fast durchweg dem Streichen und Fallen des Schiefers oder schneiden sie allenfalls unter einem sehr kleinen Winkel.

Die goldhaltigen Gänge pflegen im allgemeinen sich nicht weit zu erstrecken und sind in der Regel auch wenig mächtig, obschon sie gelegentlich zu breiten, linsenförmigen Massen anschwellen. Vereinzelt sind Längen von über 2000 feet und Mächtigkeiten bis zu 15 feet festgestellt worden.

Das Gold ist als Freigold, und überall begleitet von Pyrit, vorhanden. Daneben stellt sich gelegentlich auch etwas Kupfersulfid und Kupfercarbonat, ferner Eisenoxyd, Manganoxyd, Bleiglanz und Zinkblende ein.

Geschürft wurde im Pilbara-Distrikt bereits seit dem Jahre 1877, aber auch heute hat ernsthafter Bergbau kaum erst begonnen. Die Goldausbeute bis zum Schluß des Jahres 1903 betrug 119 383,34 ozs bei 54 833,95 tons vermahlenen Erzes, was einem Durchschnittsgehalt von 2,17 ozs Gold pro ton entspricht.

Das im östlichen Pilbara-Distrikt gelegene Moolyella-Zinnfeld umfaßt nur etwa 9 square miles, das ganze Granitgebiet hingegen ungefähr 900 square miles. Der den Schiefern intrusive Granit wird im Moolyella-Zinnfeld von nordsüdlich streichenden Quarz- und Pegmatitgängen durchsetzt, deren letztere zinnerzführend sind, aber, soweit bis jetzt bekannt, so gering prozentig, daß ein Bergbau nicht lohnt. Praktisch stammt alles bisher von Moolyella gewonnene Zinn aus dem Alluvium der Täler. Die Ausbeute betrug im Jahre 1898, dem Jahr der ersten Funde, bis zum Schluß des Jahres 1903 insgesamt 1442,26 tons schwarzen Zinnerzes (Cassiterit) in einem Werte von 92 984 £.

Es wird angeraten, weiter nach reicherem anstehenden Erz in dem 900 square miles großen Gebiete zu schürfen. O. Zeise.

Topographische Geologie.

E. Kaiser: Die Entstehung des Rheintals. (Sep.-Abdr. a. d. Verh. d. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. Vortrag in Köln. 1908. 20 p. 2 Taf.)

Der vorliegende Vortrag gibt eine gedrängte Übersicht über die Entstehung des Rheintales, besonders im Bereiche des Rheinischen Schiefergebirges, welche naturgemäß größtenteils bereits bekanntes bietet, aber doch eine Anzahl wichtiger neuer Tatsachen und Gesichtspunkte enthält, die indessen nur sehr kurz behandelt sind. Hervorzuheben dürften etwa die folgenden Punkte sein.

Die Lagerungsverhältnisse der Trias in der Eifel lassen sich nur unter der Annahme vortertiärer Krustenbewegungen verstehen. — Die große Einebnungsfläche des Rheinischen Schiefergebirges ist ein Produkt wesentlich subaerischer Abtragung aus dem den miocänen Krustenbewegungen vorausgegangenen Teile der Tertiärperiode. — Die Entstehung des Rheintales setzt mit den miocänen Krustenbewegungen, speziell mit dem Einbruche der niederrheinischen Bucht ein und wird vom Verf. in der Weise aufgefaßt, „daß sich auf dem langsam aus dem Niveau des Meeresspiegels heraustretenden Schilde des Rheinischen Schiefergebirges ein Stromsystem in der äußersten inneren Ecke der niederrheinischen Bucht entwickelte und wohl auch entwickeln mußte, das sich weit nach rückwärts verlängerte". Philippson's „Trogfläche" wird nicht als das Produkt „einer besonderen Erosionsphase des Flußtals" aufgefaßt, sondern als das Ergebnis „einer subaerischen Abtragung des alten Schildes des Rheinischen Schiefergebirges, die sich vollzog, ehe dieses Gebirge sich höher emporwölbte", aber „schon die Einwirkung des Einbruches der niederrheinischen Bucht, in deren Fortsetzung sich die Trogfläche ausbildete" erkennen läßt. — Die Zeit des Miocäns und des Pliocäns ist im Rheinischen Schiefergebirge eine Zeit tiefgründiger Humussäureverwitterung. Humussäureverwitterung oder Grauerdenbildung ist dann nochmals kurz nach der Bildung der Hauptterrassenschotter nachweisbar, während die Hauptterrassenschotter selbst durch ihren reichlichen Gehalt an frischen Gesteinen auf andere Verwitterungs- und damit auch Klimaverhältnisse hinweisen. — Die auf den beiden Tafeln gegebenen Landschaftsbilder bringen die verschiedenen Terrassen des Rheintales im Bereiche des Schiefergebirges in vorzüglicher Klarheit zur Anschauung. **Wüst.**

C. Mordziol: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. (Jahrb. k. geol. Landesanst. 1908. I. 2. 29. 348.)

Nach Besprechung der bisherigen Arbeiten über das jüngere Tertiär und das Diluvium zwischen der unteren Lahn, dem Rhein, dem Westabfall des Westerwaldes und dem Neuwieder Becken wird ausgeführt, daß

auf dem Unterdevon Braunkohlentone folgen, dann Quarzschotter und zwar werden ausführlich beschrieben: I. Untermiocäne? Quarzschotter, Arenberger Schichten mit Geröllen von Koblenzquarzit und von hellgrauem Kieselgestein mit würfelförmigen Kristallabdrücken (welches in den Vallendarer Schichten viel häufiger wird) und Vallendarer Schichten mit Geröllen aller möglichen, verschieden gefärbten Gangquarze und sehr seltenen verkieselten Oolithen neben anderen Gesteinen. Die Verbreitung und Höhenlage der Schotter wird näher besprochen. II. Die unterpliocänen Kieseloolithschotter werden ebenfalls nach Zusammensetzung, Verbreitung und Höhenlage eingehend geschildert, wie z. T. schon früher an anderer Stelle auch von E. Kaiser und G. Fliegel. III. Die diluvialen Hauptterrassen. Außer der Hauptterrasse Philippson's und E. Kaiser's lassen sich mehrere Mittelterrassen und eine Unterterrasse unterscheiden, oft nur mit sehr geringem Höhenunterschied. Auch hier wird Beschaffenheit und Zusammensetzung, Verbreitung und Höhenlage der Terrassen genauer beschrieben und durch Profile anschaulich gemacht. IV. Der Löß enthält nur lokal Einlagerungen von 1. eckigen Schuttmassen aus dem Untergrunde, vorwiegend an seiner Basis; 2. Diluvialgeröllen aus höheren Terrassen; 3. vulkanischen Auswürflingen in kleineren Partien. Er enthält solche Einlagerungen besonders im unteren Lahntal, geht aber auch in „Sandlöß" über und findet sich von 70—300 m über N. N. V. Die Bimsteinablagerungen bilden im Neuwieder Becken und Westerwald eine ausgedehnte, wenn auch unterbrochene Decke, besonders im Norden, und sind dort durchschnittlich 3 m mächtig, meist auf primärer Lagerstätte, bei Engers aber fluviatil. Britzbänder sind dünne Zwischenschichten vulkanischer Asche mit kleinen Bimssteinkörnern und Schieferstückchen. Ausführlich wird die Zusammensetzung, Verbreitung und Lagerung dargestellt mit verschiedenen Profilen, ferner die Beziehungen resp. das Alter der diluvialen und jungtertiären Bildungen im rechtsrheinischen Neuwieder Becken. Der Löß ist älter als die Niederterrasse, der Bimsstein dagegen jünger und entstammt dem Gebiet des Laacher See.

In einem letzten Abschnitte wird gezeigt, daß namentlich entgegen den Angaben von Angelbis tektonische Störungen sowohl vor Ablagerung der Kieseloolithschotter erfolgt sind als nachher, aber vor Ablagerung der altdiluvialen Hauptterrasse.

Eine „Formationstabelle" und Übersichtskarte dienen zur Erläuterung.

von Koenen.

C. Mordziol: Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Erstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. No. 11. 1908. 270.)

Die Kieseloolith-Quarzschotter bilden im Rheintal zwischen Bingen und Koblenz eine oberste Terrasse und gehören der Eppelsheimer Stufe an, entsprechen also den pliocänen Knochensanden des Schweizer Jura, den Belvedereschottern und Pikermi. Diese Quarzschotter wurden von

einem größeren Strom von Süden her mitgeführt durch den schon vorhandenen Rheindurchbruch, welchem der Rhein zur Diluvialzeit wieder folgte, während zur Oberpliocänzeit Seenabsätze in der Rhein-Mainebene gebildet wurden. Tektonische Störungen sind zur Zeit des Miocän und des Pliocän erfolgt. Bei Koblenz floß eine unterpliocäne Mosel in den Rhein.

Die untermiocänen Quarzschotter enthalten neben Quarzgeröllen nur wenige von Devonsandstein und Kieselschiefer, aber auch von hellgrauem Kieselgestein mit kleinen, würfelförmigen Hohlräumen; sie werden als Quarzschotter der Vallendarer Stufe bezeichnet und sind teils ganz fluviatil (Vallendarer Schichten), teils wenig abgerundet (Arenberger Schichten) und dann weit ärmer an fremdem Material. Sie sind nachgewiesen in der Trierer Bucht, der Vordereifel, auf dem Plateau zwischen Mosel und Rhein, im östlichen Neuwieder Becken, im Westerwald und Limburger Becken, auf den Blättern Königswinter, Godesberg und Ahrweiler.

Ausführlicher werden dann die mutmaßlichen damaligen Wasserverhältnisse erörtert. **von Koenen.**

A. Denckmann: Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **27**. Berlin 1906. 47 p. 1 Karte.)

Die Schrift stellt einen Exkursionsführer dar. Letmathe liegt an der Lenne, am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges, an der Grenze gegen das Ruhrkohlengebiet. Die Devon- und Culmschichten gehören dem nördlichen Flügel eines gewaltigen Gebirgssattels an. In einer eintägigen Exkursion kann man bequem ein vollständiges Profil vom Massenkalk bis zum flözleeren Sandstein in guten Aufschlüssen kennen lernen. Die zahlreichen Querverwerfungen, die das Gebirge durchsetzen, beeinträchtigen die Regelmäßigkeit der Schichtenfolge nicht und verhüllen auch nicht die Abhängigkeit der Oberflächengestaltung des Terrains von der Beschaffenheit der Gesteinsschichten. Die Gegend von Letmathe eignet sich also besonders gut zur Einführung in die genaue Kenntnis der Schichtenfolge des Oberdevon und Culm im Rheinischen Schiefergebirge. Dem Führer ist ein Ausschnitt aus der geologischen Aufnahme des Meßtischblatts beigegeben. **H. Gerth.**

W. Henke: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Inaug.-Dissertation. Göttingen 1907. 39 p. 1 Karte, 1 Taf. Profile.

Zwischen dem Ebbe- und Rothaargebirge liegt im Norden des Rheinischen Schiefergebirges die Doppelmulde von Attendorn und Elspe, an deren Zusammensetzung mitteldevonische bis culmische Schichten beteiligt sind. Eingehend werden die verwickelten stratigraphischen Verhältnisse im südwestlichen Teile des Muldengebiets dargestellt. In einigen kurzen Be-

merkungen über die Tektonik führt Verf. die Erhaltung des Oberdevon und Culm auf eine tiefe Einfaltung der jüngeren Schicht zurück. Die von Schulz und Hundt beschriebenen Überschiebungen beeinflussen den Bau der Doppelmulde nur wenig. Eine ausführliche stratigraphische Tabelle, drei Querprofile durch das untersuchte Gebiet, sowie eine Karte des Meggener Schwefelkies- und Schwerspatvorkommen im oberen Mitteldevon sind der Arbeit angeheftet. **H. Gerth.**

O. Wilckens: Radiolarit im Culm der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge). (Monatsber. deutsch. geol. Ges. Berlin 1908. 354—356.)

Verf. weist darauf hin, daß die Culmkieselschiefer der Attendorn-Elsper Doppelmulde reichlich Radiolarien enthalten. Es sind typische Radiolarite, wie sie für Tiefseesedimente charakteristisch sind. Sie lieferten mit das Material für die zahllosen Radiolaritgerölle in den Terrassen des Niederrheins. **H. Gerth.**

G. Einecke: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. (Ber. Senckenberg. naturf. Ges. Frankfurt 1906. Taf. I u. II. 2 Karten. 65—103.)

Von Holzappel an der Lahn über Sinzig am Rhein bis Zell an der Mosel wird das Rheinische Schiefergebirge schiefwinkelig zum Streichen von einer von kleineren Spalten begleiteten Gangspalte durchsetzt. Die Ausfüllungsmasse des Spaltenzuges besteht im Nordosten aus Bleiglanz und Zinkblende, während weiter nach Westen der Quarz die Erze oft ganz verdrängt und erst an der Mosel die Zinkblende wieder vorherrscht. Durch eine geologische Detailaufnahme wird der Verlauf des Ganges genau festgestellt und sein Ausstreichen zwischen Lahn und Rhein kartographisch zur Darstellung gebracht. Zwischen den Seitentälern der Lahn und Mosel und den zahlreichen auch die Gangspalte störenden Querverwerfungen glaubt Verf. einen ursächlichen Zusammenhang entdeckt zu haben.

H. Gerth.

R. D. M. Verbeek: Molukken-Verslag. Geologische verkenningstochten in het oostelyke gedeelte van den Nederlandsch Oost-indischen Archipel. (Molukken-Bericht. Geologische Rekognoszierungsreisen in den östlichen Teil des Niederländisch-Ostindischen Archipels.) (Jaarb. v. h. Mynwezen in Nederlandsch Oost-Indie. Batavia 1908. **37**. I—XLVI u. 1—826. Mit 1 Photogr., 10 Taf. u. Atlas mit 2 Karten u. 18 Beilagen in Portefeuille[1].)

[1] R. D. M. Verbeek, Rapport sur les Moluques. Reconnaissances géologiques dans la partie orientale de l'Archipel des Indes Orientales Néerlandaises. Batavia 1908.

Das vorliegende umfangreiche Werk enthält den dritten und letzten Bericht des Verf.'s über seine Untersuchungen im östlichen Teil des Niederländisch-Ostindischen Archipels. Dieselben betreffen 250 von ihm besuchte, zwischen Celebes und Neu-Guinea liegende Inseln einschließlich des Timor-Archipels.

In einer Vorrede werden dankend die zahlreichen Fachgenossen namhaft gemacht, welche sich an der Untersuchung und Beschaffung des gesammelten Materials beteiligt haben. Die Beschreibung (p. 4—30) der von Buitenzorg aus vom 4. März bis 1. Dezember 1899 ausgeführten Reise gibt nicht nur die auf Karte No. 1 nach den aufgezeichneten Datums der Reisetage leicht zu verfolgende Reiseroute an, sondern man erhält durch dieselbe eine allgemeine Vorstellung von den geologischen Verhältnissen im östlichen Teil des Niederländisch-Indischen Archipels und namentlich kommt deren Verschiedenheit von den im westlichen Teil, besonders im Vorkommen von Schichten der Jura- und Kreideformation und von hoch über das Niveau der See erhobenen jungen Korallenkalken zum Ausdruck.

Die detaillierte Beschreibung der einzelnen Inseln geschieht nicht in der der Reiseroute entsprechenden Reihenfolge, sondern nach den Residenzen, wozu sie gehören, und zwar, so viel möglich, von Westen nach Osten.

A. Gouvernement Celebes und dazu gehörende Inseln.

Saleyer. Beinahe längs der ganzen Westküste streckt sich ein aus Korallenkalk bestehendes Kalksteingebirge aus, unterbrochen von Ausspülungen, wo Flußläufe ausmünden, welches auch das Nord- und Südende umzieht. Übrigens steigt die lange, schmale Insel von Westen nach Osten allmählich an bis zu einem Bergrücken, der dieselbe in N.—S.-Richtung durchzieht und, nahe der Ostküste, mit 400—600 m hohen Gipfeln die Wasserscheide bildet und, infolge einer wohl jungmiocänen Verwerfung, mehr oder weniger steil nach dem Meere abfällt, wo z. B. bei Gantarang 6 Korallenkalkreste übereinander vorkommen. Die Hauptformation der Insel bilden westlich einfallende Schichten von wahrscheinlich altmiocänen (m_1 von Java) Sandsteinen, zwischengelagerten Andesitbreccien, Tonsteinen und Mergeln (m_2 [?]), an und auf welche nach der Küste zu, namentlich im Westen, Süden und Norden, diskordant Korallenkalke lagern. Verf. unterscheidet drei dem Alter nach verschiedene, und schwach diskordant zueinander liegende Korallenkalke, von welchen der älteste wohl als pliocän anzunehmen ist, während dann auf den jüngsten das noch in der See lebende Korallenriff folgt.

Die unweit westlich von Saleyer gelegene Insel Poeloe Pas besteht, bis auf alluvialen Meeressand und Korallengrus am Nordende, ganz aus Korallenkalk, dessen höhere Lage gegen den gegenüberliegenden von Saleyer durch eine Verwerfung erklärt wird.

Die kleine Insel Beroe Loewang, westlich von der Südspitze von Saleyer, besteht ganz aus schwach westlich einfallenden Kalksteinlagen; ebenso die Inselchen Malimhoe und Loewang, über dem Wasserspiegel hervorragende Teile eines versunkenen Kalkmassivs.

Auf den Inseln Tamboeloengan und Poelasi, südlich von Saleyer, kommt Eruptivgestein vor, auf ersterer sehr glasreicher Leucittephrit, auf letzterer hellgrauer Augit-Andesit.

Von den zahlreichen, südöstlich von Saleyer gelegenen Inseln wurde Kajoe Adi besucht, das, bis auf die alluviale NO.-Spitze, ganz aus altem Korallenkalk mit Korallenresten und mikroskopischen Foraminiferen besteht.

Was die nicht besuchten, weiter südlich gelegenen Inseln Tanah Djampea, Kalao, Boneraté, Kalao toea, Madoe und weiter östlichen Kabia und Toekang-bĕsi-Inseln: Binoengkoe und Wangi wangi betrifft, so könnte Tanah Djampea, der Form nach zu urteilen, vielleicht aus Eruptivgestein und Breccien, vielleicht aber auch aus altem Korallenkalk bestehen, die übrigen alle ganz oder größtenteils aus Korallenkalk, der auf Wangi wangi terrassenförmig bis zu ca. 250 m hoch aufsteigt.

Auch die westlich von letzteren gelegenen Inseln der Boeton-Gruppe (nicht besucht) Boeton, Sioempoe, Moena, Kada toea (Nordinsel), Batoe Atas (Eidechsen-Insel), Kabaëna bestehen, insoweit erkennbar, aus terrassenförmigem Korallenkalk, nur das höhere (1680 m nach Siboga) Kabaëna zeigt Spitzen, wahrscheinlich Eruptivgestein, umringt von ziemlich hohem Korallenkalk.

Die in der Straße von Saleyer gelegenen 3 Inseln: Nordinsel (Lioekang lowê), Mittelinsel (Sarontang), Südinsel (Pamatata oder Pasi Tanete) bestehen aus Korallenkalk, der aber nicht wie die Kalklagen auf der gegenüberliegenden Südküste von Celebes ein schwaches westliches Einfallen zeigt, wo zwischen Cap Bira und der Tira-Bai mindestens 6 Terrassen zu unterscheiden sind; weiter nördlich bilden bis über Kadjang hinaus die, wie auf Saleyer, unterliegenden Mergel und Andesitkonglomerate das Küstengebirge. Wahrscheinlich läuft demnach die längs der Ostseite von Saleyer angenommene Verwerfung auch längs der Westküste des Golfs von Boni weiter. Hier ist auch des aus teils andesitischem, teils basaltischem Material bestehende Pick von Bonthain gedacht mit Bawa kraëng (3042 m hoch) und Lompo batang, Spitzen eines alten, hufeisenförmigen Kraterrandes. Die große Insel Soembawa besteht in ihrem östlichen Teil (Abteilung Bima des Gouvernements Celebes) fast ganz aus älteren und jüngeren vulkanischen Produkten, erstere bedeckt von Korallenkalk und Mergel in schiefer Lage; verschiedene Vulkane sind hier sichtbar; auch die kleine Insel Kambing, westlich von Bima in der Bai gelegen, besteht ganz aus ziemlich groben Pyroxen-Andesit-Breccien. Die nahe dem Nordostende von Soembawa gelegene Insel Sangean besteht aus einem älteren eingestürzten Kraterrand mit jüngerem zentralem Eruptionskegel. An der Westküste fanden sich lose Basaltblöcke.

Was West-Celebes betrifft, so werden die Resultate einer von Makassar aus über Maros nach Pangkadjéne gemachten Untersuchungsreise mitgeteilt unter Bezugnahme auf die einschlägigen Untersuchungen von Wichmann, Bücking, der Sarasin's und Schmidt. Ein Profil zeigt

von Westen nach Osten: Alluvium, quartären „Koeristein“ [1], worunter Leucitbasalt und hier und da auch Kalkstein, dann neogener, wahrscheinlich miocäner Kalkstein von Matampa, dann das Gebirge von Matodjeng, die eigentliche „Kalkreihe von Maros“, im obersten Teil auch aus neogenem Kalkstein, tiefer aus Nummulitenkalk und eocänen Sandsteinen mit Pechkohlen bestehend, darunter höchst wahrscheinlich alte Schiefer (hauptsächlich Glimmerschiefer), worunter auch Serpentin vorkommt, weiter östlich dann das Gebirge in der Umgegend des Pick von Maros mit zahlreichen Arten von Tiefen-, Gang- und Eruptivgesteinen: Feldspatbasalte (olivinhaltige Andesite nach Bücking), leucithaltender Trachydolerit (Biotit-Leucitbasalt nach Bücking), Andesite, Trachyte, Phonolithe, Bostonite (Augit-Biotittrachyt nach Bücking), nephelinreiche Shonkinite, Hornblendedacit. Was das Alter der Gesteine betrifft, so hält Verf. die letztgenannten Eruptivgesteine für wahrscheinlich jünger als den Nummulitenkalk, nur wenige melaphyrartige Basalte für vielleicht mesozoisch; für die Sedimentgesteine gilt ihm als Kriterium: daß ein Gestein nur dann sicher für eocän zu halten ist, wenn es deutliche Discocyclinen oder große Nummuliten oder beide zusammen enthält, während Lepidocyclinenkalk allein in jungtertiärer Formation vorkommt.

Goa ist großenteils Bergland mit zahlreichen Kraterrändern und vulkanischen Gebirgen, die im weiter östlich gelegenen Vulkan Lompo batang den Kulminationspunkt erreichen. Die untersuchten Goa-Gesteine gehören teils zu den Feldspatbasalten, teils zu Trachyten mit Biotit und Augit.

Es folgt dann (p. 68—86) die Beschreibung der im Gouvernement Celebes und Zugehörigkeiten gesammelten Gesteine, und zwar von Saleyer: Tonstein (sehr feiner kalkhaltiger Tephrit- oder Andesitschlamm), Sandstein (Andesitgrus mit Kalkzement), Nephelintephrit, Sandstein (Tephritgrus mit Kalkstein), dito (Tephrit- und Andesitgrus), harter, gelblichweißer Korallenkalk mit viel Lithothamnien, Globigerinenkalk. Tamboeloengan: Glasreicher Leucittephrit. Poelasi: Augitandesit. Kajoe adi: Kalkstein (mit Amphisteginen, Globigerinen u. a., Lithothamnien).

Südküste von Celebes bei Radjang: Mergelsandstein, glimmer- und hornblendehaltiger Augitandesit, Mergelkalkstein (mit Globigerinen, einzelnen Textularideen u. a.), Kalkstein mit Amphisteginen, Globigerinen u. a.

Südinsel (Pamatata oder Pasi Tanete): Korallenkalk und Globigerinen u. a., *Lithothamnium* und *Tridacna*.

Saembawa: Pyroxenandesit.

Poeloe Kambing IV: Pyroxenandesit.

Poeloe Sangean: Olivinhaltiger Augitandesit oder olivinarmer Basalt.

West-Celebes (Makassar): Leucitbasalt, Phonolith, jungtertiärer Kalkstein mit sehr viel Foraminiferen, namentlich Lepidocyclinen; eocäner Kalkstein (Nummulitenkalk); eocäner Orbitoidenkalk, Discocyclinenkalk,

[1] d. i. unter der See abgesetzter Tuff von verschiedenen leucithaltigen Gesteinen.

Lepidocyclinenkalkstein, kalkhaltiger Tuff von Leucitgesteinen, dito ohne Kalkgehalt.

Goa: Feldspatbasalt, Leucitbasalt, glimmerhaltiger Trachyt, Glimmeraugittrachyt.

B. Residenz Menado (Nord-Celebes).

Die Residenz Menado wurde, als schon von Fennema, später von Koperberg geologisch untersucht und von anderen bereist, nicht besucht, aber einige an der Küstenfahrt gesammelte Gesteine werden beschrieben: Kalkhaltiger Sandstein vom Inselchen Jellesma bei Paleleh, quartärer Sandstein bei der Mündung des Kwadang-Flusses, Dioritporphyrit oder sehr verwitterter Hornblendeaugitandesit, Diabasporphyrit, Obsidian (Liparit-Obsidian) mit Sphärolithen.

Vergleichung der Obsidiane von Sumatra, Java, Celebes.

Es folgt eine Betrachtung des Tondano-Sees, der durch Abdämmung infolge der Tätigkeit der westlich und nordwestlich davon gelegenen Eruptionsstellen scheint entstanden zu sein. Das ganze vulkanische Gebiet zwischen Mĕnado und Belang erscheint als aus einem großen eingestürzten Vulkan gebildet, mit wohl 20 jüngeren Parasiten. Auch die aus vulkanischen Produkten bestehende Insel Lembé an der Nordostspitze von der Minahassa meint Verf. als einen derartigen großen, eingestürzten Vulkanrand betrachten zu können, innerhalb welchem später die Vulkane Tongkoko, Doea Soedara, Batoe angoes und Batoe angoes baroe zum Vorschein kamen.

Von Gesteinen wird erwähnt Hornblendeandesit oder Proterobasporphyrit von Totok an der Nordseite der Tominibucht und Biotitandesit von der Küste bei Bĕlang, den Koorders für Gneis gehalten hatte.

C. Residenz Ternate und „Ondertoorigheden".

Ostküste von Celebes (Boeahlemo, Tomboekoe, Manoewi, Wowoni).

Zwei hohe Bergspitzen von Boeahlemo scheinen ganz aus Diabasgestein zu bestehen, umringt von einem Gürtel sehr jungtertiärer oder quartärer Sandsteine und Breccien mit viel Diabasbrocken. Die 4 Inseln Poeloe Ampat, östlich von Boeahlemo, bestehen aus Korallensand und Korallenfragmenten, ebenso die dahinter gelegene Küste. Das Kap Api, wo brennbare Gase aus quartärem Boden entweichen, besteht nach Koperberg aus Hornblendeschiefer (vielleicht schieferigem Hornblendegabbro), während Wichmann's Enstatit-Olivingestein aus Konglomeraten des Binnenlandes stammen soll.

Der ganze Banggai-Archipel (Peleng, Bangkalan bĕsar, Bangkalan kĕtjil, Banggai, Kelapa, Taitapa, Tong Bokoli, Kakanau, Labobo, Bangkoeloe) besteht aus alten Gesteinen, dunklem und hellem, z. T. hornblendereichem Gneis (woraus bei Mĕmoeloesan bis 2 dcm lange Glimmerblätter bekannt sind), mit Lagen von kristallinischem Kalkstein, granitischen Gesteinen und Diabas, teilweise bedeckt von quartärem Korallenkalk und Sandsteinbänken.

Die mehr als 30, südlich von Banggai, zwischen Bangkoeloe und der 124 km langen Insel Taliabo gelegenen Inseln scheinen aus denselben alten kristallinischen Gesteinen zu bestehen wie die des Banggai-Archipels. Auch

auf den 4 Soela-Inseln (Taliabo, Mangoli, Lifamatolla und Soela Bĕsi), mit schwach wellenförmigen, langgestreckten Rücken, kommt solches vor, so namentlich auf Mangoli, wo das Gebirge längs der Nordküste aus Granitgestein und Diabas besteht, und Glimmerschiefer (Granitit und Amphibolgranitit) auf Soela Bĕsi, vielleicht auch auf Lifamatalla, das übrigens, wie auch die kleineren Inseln Samadan, Tonkaja aus Korallenkalk aufgebaut ist. Im südlichen Teil von Taliabo und Mangoli sind durch Ammoniten- und Belemnitenfunde mesozoische Schichten (1. Grenzlagen zwischen Jura und Kreide oder unterste Kreide, 2. Oxford, 3. brauner Jura [Dogger], 4. Lias) bekannt geworden, die von Böhm untersucht und beschrieben sind. Von Soela Bĕsi ist noch das Vorkommen jungtertiärer, alten Schiefern auflagernder Schichten von Konglomeraten und Ton, sowie einer 0,26 m dicken Kohlenlage zu erwähnen, welch letzterer die irrtümliche Vermutung von Kohlenreichtum dieser Insel zuzuschreiben ist.

Von den weiter östlich gelegenen Obi-Inseln (Obi bisa, Tapat, Obi bĕsar, Bélang bélang, Obi latoe, Gomoemoe, Toebalai) sind vielerlei alte Eruptivgesteine und kristallinische Schiefer, sowie jüngere, wahrscheinlich jungtertiäre Schichten und Korallenkalk bekannt. So besteht: Obi bisa im NW. aus Eruptivgestein (Diabas?), übrigens ganz aus Korallenkalk in horizontalen Terrassen; Tapat größtenteils aus Diabas (mit dünnen Serpentinschnüren), umringt von Korallenkalk; Obi bĕsar, mit ca. 1000—1200 m hohen Bergspitzen, aus verschiedenem kristallinischem Gestein, worauf Gerölle von Gabbro und verschiedenem Diabas weisen, während solche von Tonschiefer und Mergel vielleicht eine Fortsetzung der jurassischen und cretaceischen Schichten von Taliabo und Mangoli andeuten, und der flache östliche Teil der Insel ganz aus Korallenkalk aufgebaut ist. Die flache Insel Bélang bélang besteht ganz aus Korallenkalk, das gebirgige Obilatoe größtenteils wahrscheinlich aus Diabasgestein, aber auch aus Sandstein und Quarzit; von Gomoemoe sind im NO. Kalkstein, Mergel, Brauneisensteinknollen, Mergelschiefer mit großen Mergelkonkretionen, an der Südküste Korallenkalk bekannt. Toebalai besteht ganz aus Korallenkalk in wenigstens 3 Terrassen. Die östlich von der Obi-Gruppe gelegenen Inselchen Kéké, Toppershoedje, Lawien, Pisang gehören wohl zu den älteren kleinen Vulkanen, wenigstens wurde auf den beiden ersteren aus Basalt, auf den letzteren aus Glimmerandesit bestehendes Gestein konstatiert und übrigens mit Ausnahme von Toppershoedje und Pisang Korallenkalkbedeckung bis zu 20—30 m über dem Meere.

Auf manchen der, aus einem Archipel von mehr als 20 Koralleninselchen bestehenden, südlich von der Südspitze von Halmahera gelegenen Salo-Inseln wurde, wie namentlich auf Gĕmoetoe, Djĕronga, Woka, auch wieder Basalt erkannt. Von den westlich von Süd-Halmahera gelegenen Inseln Dowora bĕsar und Dowora kĕtjil besteht letztere auch aus Basalt, erstere aber aus Hornblendeglimmerandesit. Die in der Straße Patiëntie zwischen Batjan und Halmahera liegenden 10—11 Inseln, von welchen Salé lamo, Protjo, Salé itji, Pokal, Koesoe die be-

deutendsten sind, bilden die aus dem Meer hervorragenden Teile eines Diabas-Gabbrorückens, welcher Batjan mit Halmahera verbindet.

Die große Insel Batjan ist sowohl geologisch als namentlich petrographisch interessant; sie besteht aus alten Schiefern und alten Eruptivgesteinen, tertiären Andesiten und Basalten, miocänen und jüngeren tertiären sowie quartären Sedimenten. Übrigens sei auf das Original verwiesen. Was die westlich benachbarten Inseln Mandioli und Kasiroeta oder Tawali besar betrifft, so ist von ersterer Hornblendeandesit und hornblendehaltiger Augitandesit, von letzterer Diabasporphyrit und Augitandesit, sowie auch Korallenkalk bekannt.

Die geologisch nicht näher untersuchten, nordwestlich von Kasiroeta gelegenen Lata-lata-Inseln bestehen wahrscheinlich aus Andesit, bedeckt von Korallenkalk. Auch auf den nordöstlich von der Korallenkalkinsel Tameto liegenden Inseln Waidoba, Kajoa, Miskien und Djéré, Goeraeah, Toewada ist namentlich Korallenkalk und andesitisches, und geologisch wohl etwas älteres diabasisches Eruptivgestein bekannt, von Waidoba auch harte, grobe Konglomerate von hornblende- und augithaltigem Eruptivgestein. Aus Konglomeraten, Breccien und Tuffen von Andesiten bestehen wahrscheinlich auch die nördlich von Tameti liegenden kleinen Inseln der Goeraitji-Gruppe zwischen Tameti und Goemorga, während auf Sikan, Gafi, Ari, Tomakomafatoe auf einen alten Eruptionspunkt zurückzuführende basaltische Lavaströme und Tuffe vorkommen, die Foraminiferen (namentlich Amphisteginen) enthalten, daher unterseeisch abgesetzt sind, und auf Laigoma ein wohl älteres Melaphyrgestein unter Korallenkalkbedeckung ansteht. In nördlicher Richtung folgt dann die Reihe der jungvulkanischen Inseln Makian, Moti, Maré, Tidoré, Filongan, Maitara, Ternate, Hiri, mit z. T. noch tätigen Vulkanen, von welchen einige ansehnliche Höhe (auf Ternate 1692 m, auf Tidoré 1754 m) erreichen. Andesit ist das herrschende Gestein, aus welchem auch die Lavaströme bestehen, namentlich Pyroxenandesit, aber auch Hornblendeandesit, seltener Basalt (Moti), begleitet von Breccien und Tuffen.

Von den beiden ungefähr in der Mitte der Molukkenstraße gelegenen kleinen Inselchen Tofoeré und Majaoe besteht das erstere in der einen seiner durch ein schmales Riff verbundenen Hälften aus sandigen und mergeligen, stark gebogenen Kalklagen mit mikroskopischen Foraminiferen, in der anderen aus braunem und grünem Serpentin mit Kalkspatschnüren, bedeckt von Korallenkalk; das letztere größere (Majaoe) teils aus Korallenkalk, teils aus Diabas, bedeckt mit Diabasbrocken einschließendem Korallenkalk, vielleicht auch z. T. aus Harzburgit.

Die sehr große Insel Halmahera ist westlich begrenzt von der Molukkenstraße, östlich durch „Kanbaai“, „Boeli-baai“ und „Weda-baai“ und in 4 Halbinseln geteilt. Indem ich auf die ausführliche, an interessanten Details reiche und durch zahlreiche Kartenskizzen veranschaulichte Beschreibung des Verf.'s von den Küstenstrichen Halmaheras verweise, muß ich mich auf einige Hauptpunkte seines geologischen Baues beschränken:

Der Kern der Insel besteht aus älteren (vorpermischen) und auch wohl jüngeren (mesozoischen) Eruptivgesteinen (Diabasen usw.), die im zentralen Teil und den beiden östlichen Halbinseln ± 700—800 m hohe lange Bergrücken bilden, und welche von teils eocänen, teils miocänen oder auch jüngeren Kalksteinen bedeckt werden. Von den vulkanischen Gesteinen sind die älteren hauptsächlich tertiär (Andesite und Basalt), namentlich an der Westküste gelegen, und haben ihre Eruptionsprodukte vielfach unter dem Meere abgesetzt, so daß Tuffe Versteinerungen enthalten; die jüngeren vulkanischen Bildungen, z. T. noch tätige Vulkane, wozu eine Reihe längs der Nordwestküste, worunter der höchste Berg der Insel Gam Koenora (1569 m), sowie der Mamoeja und das Tobelo-Gebirge gehören, sind auf die nördliche Halbinsel beschränkt. Als noch jüngere, vielleicht z. T. schon jungtertiäre oder quartäre Bildungen, sind zu nennen Breccien, Konglomerate und Gesteinsgrus von allerlei Eruptivgestein, sowie Korallenkalke, welche ganz Halmahera umringen.

Die im südlichen Teil der Weda-Baai liegenden Widi-Inseln sind aus Korallenkalk aufgebaut. Die an der Westseite der nördlichen Halbinsel von Halmahera liegenden Süd- und Nord-Loloda-Inseln scheinen aus den Resten großer eingestürzter jungtertiärer Vulkane zu bestehen: Andesit, Tuffen und Breccien, während überdies Korallenkalk auf den Südinseln unterseeisch, auf den Nordinseln (Salengading) ± 20 m hoch angetroffen wird. Nordöstlich von der Nordspitze Halmaheras liegen die Inseln Rau und Moro. Auf Rau, worauf festes Eruptivgestein nicht vorkommt, finden sich größtenteils grobe Diabasporphyrit-Breccien mit bis mindestens 100 m hoch dagegen anliegendem Korallenkalk. Auf Moro wurde aber unter den Breccien ein schöner Diabasporphyrit erkannt, so genannt wegen seiner großen Plagioklaseinsprenglinge, wie sie in indischen Andesiten ungewöhnlich sind, und der deshalb vielleicht für mesozoischen Alters zu halten ist.

Die Insel Maba vor der Westküste der Boeli-Baai besteht, ebenso wie 10 weitere kleine Inselchen nördlich davon, aus braunem verwittertem Peridotit mit weißen Adern.

Von den östlich und südöstlich von der südöstlichen Halbinsel von Halmahera gelegenen Inseln bestehen die Sajaaf-Inseln, wie es scheint, ganz aus Korallenkalk; auf Gébée folgt auf Korallenkalk der Ostküste in der Richtung nach der Westküste zuerst loser Grus von Eruptivgesteinen, dann rot verwitterte Breccien von Peridotit und Gabbro und schließlich anstehend Gabbro und Peridotit, welch letzteres Gestein sich auch auf Fau wieder findet. Die Insel Balabatak besteht ganz aus Breccien von Peridotit und Diabas oder Gabbro. Auf der Insel Roeib kommt Peridotit anstehend vor, übrigens fanden sich am Strande große Blöcke von Gabbro vor. Niedrige felsige Inselchen, welche Roeib umringen, sowie die weiter nördlichen Jen-Inseln bestehen meistens aus Kalkstein.

Auch die östlich von der Straße Bougainville gelegene große Insel Waigeoe ist zum großen Teil aus Kalkstein aufgebaut, mit weißen, steil abfallenden Wänden. An der Nordwestspitze und längs der Nordküste

steht braunverwitterndes Eruptivgestein an, wahrscheinlich Peridotit oder Serpentin. Eine Landzunge an der Nordküste zwischen der Manie-tep- und Woenoh-Bai zeigte folgendes Profil von unten nach oben: 1. Peridotit, 2. Serpentinbreccie, 3. Sandstein (d. i. feine Breccie von Peridotit- oder Diabasmaterial), 4. Breccien von Schiefer und Serpentin, 5. Kalkstein (braungrau, eisenhaltig, dicht und sehr kieselreich, nur einzelne Foraminiferen [Globigerinen] enthaltend). Während überhaupt die nördliche Hälfte Waigeoes ganz aus Peridotit, Gabbro, Serpentin, Breccien, Sandsteinen, verkieselten Tonsteinen und Tuffen besteht, treten im Süden tertiäre Mergel und Kalksteine auf. Auch weist die braunrote Verwitterungsfarbe der Insel Manoeran, östlich von der Fafak-Bai, auf Serpentinbreccien. Gleichartiges Gestein und Kalkstein scheint auch auf den Inseln Lawak und Boni, sowie den Ajoe-Inseln vorzukommen, welch letztere aber z. T. ebenso wie wahrscheinlich auch die Asia-Inseln aus Korallengrus bestehen. Die an der Westküste von Waigeoe gelegenen Batang-Palé-Inseln wurden nicht besucht, und es bleibt unsicher, ob sie jungvulkanischer oder peridotitischer Natur sind. Gaman bei der Südwestspitze scheint aus Kalkstein zu bestehen; Saonèk bĕsar und Saonèk kĕtjil sind hügelige Inselchen nahe der Südküste, von welchen ersteres größtenteils aus Meeressand besteht, während ein Hügel an der Südostseite aus Konglomeraten und Sandsteinen mit Diabasporphyritgeröllen und kristallinischem Kalkstein und darüber sandigen Mergeln zusammengesetzt ist, welch letztere durch miocäne Petrefakten als zu m_2 von Java gehörend erkannt wurden und auch wahrscheinlich auf Saonèk Ketjil fortsetzen, an dessen Südwestseite auch Korallenkalk sich zeigt. Von den weiter südlichen Inseln scheint Mios Mansaar ganz aus Kalkstein zu bestehen, Augusta, Duiveneiland, Djerief, Mansfield aus mit Sand bedecktem Korallenkalk, die Fam-Inseln aus Korallenkalk und Kalkstein, die nordwestlich von letzteren gelegene gebirgige Insel Gag ganz aus etwas serpentinisierten grünen und braunen Peridotiten und außerdem namentlich an der Süd- und Nordspitze aus sich 50—100 m über das Meer erhebendem Korallenkalk. Was die südlich von Gag liegenden Doif-Inseln Klaarbeek, Kommerrust, Schoteroog, Vlaming betrifft, so kommen auf ersterer Konglomerate von hauptsächlich Hornblende- und auch Augitandesitgeröllen mit Zwischenlagen von grünem, hartem Tuffgestein und in der Mitte und im Osten darüber lagernd feine sandige Tuffe vor, die Andesitbrocken einschließen. Auf den großen Inseln Batanta und Salawati im Westen von Neu-Guinea scheinen junge Eruptivgesteine zu fehlen, die hohen Berge haben meistens abgerundete Gipfel, wie sie Diabas- und Peridotgebirgen eigen sind, worauf wohl auch in Flußbetten gesammelte Gerölle von Diabas, Diabasporphyriten, Diabasbreccien weisen, während überdies auch durch Gerölle von Kieselschiefern und Kalksteinen entsprechende Schichten angezeigt sind. Von dem sehr kleinen, bei der Nordostspitze von Salawati liegenden Inselchen Snapan ist ein 50 m hoher Hügel erwähnenswert, welcher aus Diabas besteht mit Schnüren von Quarz und schönem Kupfererz.

Die Insel Doom bei der Nordwestküste von Neu-Guinea ist aus hartem, hellgrauem Kalkstein aufgebaut; die benachbarten Inselchen Nanah, Sop und Ram sind niedrige Sand- und Korallengrusinseln. In der Küstengegend von Neu-Guinea wurden im Flußbett des Ramoei Gerölle gesammelt von Granit, Tonschiefer mit Pyrit, Diabas, Epidiabas mit Tonschiefereinschlüssen, Diabasporphyrit und Serpentin. Von der Insel Roon in der Geelvink-Bai, vom Verf. nicht besucht, sind Olivingabbro, Gneis und Granit bekannt. Auf der westlich von Salawati, südlich von den Doif-Inseln liegenden Insel Kofian wurde das Gestein des nahe bei der Nordküste sich erhebenden höchsten Berges der Insel mit ± 80 und 110 m hohen Gipfeln als Hornblendeandesit erkannt. Übrigens bestehen die benachbarten Inselchen, wie auch die Nordwestspitze von Kofian, aus Korallenkalk und Korallengrus; so auch die weiter westlichen Boo-Inseln (Popa). Die große Insel Misool im Süden von Kofian steht, ebenso wie Salawati, Batanta und Waigeoe, in geringer Tiefe durch ein unterseeisches Plateau mit Neu-Guinea in Verbindung, ist aber durch tiefes Meer von Ceram geschieden. Nur die Nordküste konnte vom Verf. besucht werden, und zwar wurde beim Inselchen Katafoe gelandet und eine Exkursion den Fluß Fageo hinauf gemacht. Bei der Mündung zeigte sich Korallenkalk, weiter längs der Ufer alluvialer Ton, auch Korallenkalk, Kalksteinhügel, Mergel mit Brauneisensteinkügelchen, während im Flußbett Rollsteine von jüngerem Kalkstein mit Versteinerungen, grünlicher Sandstein mit weißem Glimmer, schwarze Tonschiefer, Chalcedon, brauner Sandstein, gelber Tonstein gesammelt wurden. Wichtiger ist das (durch Versluijs von der Siboga-Expedition) bekannt gewordene Vorkommen von Kalksteinen mit Ammoniten und Belemniten (obere Kreide) auf einem kleinen Inselchen bei Lilinta, und an der Südküste von Misool von einer zur Juraformation, Trias (Schiefer mit Daonellen) und oberem Paläozoicum gehörenden Schichtenfolge und von Kalkstein mit namentlich Alveolinen auf den Inselchen, worüber Böhm berichtet hat.

Was die zwischen Misool und Neu-Guinea liegenden Zeven-eilanden, Valsche Pisangs mit Daram, betrifft, so sei auf die Berichte der Siboga-Expedition verwiesen (Sandstein, Kalkstein, Korallenkalk und Korallengrus).

Es folgt dann (p. 209—293) die Beschreibung der auf den Inseln der Residenz Ternate gesammelten Gesteine, für welche auf das Original verwiesen werden muß.

D. Residenz Timor.

Von den beiden östlich von Java sich ostwärts hinziehenden Inselreihen gehören zu dieser Residenz: Soemba, Rĕndjoewa, Savoe, Roté, Samau, Timor, sowie Bali, Lombok, Soembawa, Komodo, Rindja, Flores, Solor, Adonara, Lomblen, Pantar, Alor, Kambing.

Die Insel Soemba besteht zum größten Teil aus einer sehr jungtertiären und quartären Korallenkalkformation, Kalksteinen und Mergeln mit Versteinerungen, letztere auch mit darin eingeschlossenen Diabasbrocken (Diabasporphyrit, Augithornblendegranit), so daß man längs der

Nordküste, Nordost- und Ostküste überall kahle weiße Kalkstein- und Mergelwände sieht bis nahe zum Kap Ngoendjoe an der Südostspitze. Von dort aber, wo das Gebirge langsam höher wird und im ± 1125 m hohen Lahoeki seinen höchsten Gipfel erreicht, längs der Südküste bis Tarimbang zeigt sich überall, und auch auf den Inseln Sĕloera und Kotok, abgesehen von aufliegendem Kalkstein und Mergel, die braune Verwitterungsrinde des wohl größtenteils aus Diabasporphyrit bestehenden Eruptivgesteins, das vielleicht von Granitgängen durchsetzt ist. Von Wichmann werden aus dem Gebiet von Tarimbang, und zwar bei Praimadita, Andesit und Tuffgesteine mit Obsidian- und Bimssteinfragmenten angegeben, was auf eine jüngere Eruption hindeuten würde.

Mit Bezug auf Flores, Solor, Adonara wird vom Verf. auf Wichmann's bezügliche Berichte über das Vorkommen andesitischer Produkte, teils tertiär und jünger, teils von tätigen Vulkanen herrührend, sowie von durch Gerölle (Quarzporphyr, Tonschiefer, Quarzit, Granit, Diabas, Gabbro) angedeuteten älteren Gesteinen verwiesen. Von Flores sind die Vulkane Roka und Kéo, von Adonara der Vulkan Boleng (Lamahelang) zu erwähnen, während Solor hauptsächlich aus Andesitkonglomerat und Korallenkalk besteht.

Die unregelmäßig rhombisch gestaltete Insel Rĕndjoewa ist tektonisch dadurch interessant, daß der höchste (bis 176 m) mittlere, durch den Wadoedagi gebildete Teil aus steil aufgerichteten und gefalteten Schichten von eocänem Mergelkalkstein mit viel Quarzkörnern und außerordentlich zahlreichen Nummuliten, Discocyclinen und Alveolinen und damit diskordantem, weichem Mergelkalkstein mit Lepidocyclinen besteht, während nach Süden zu auf dem eocänen Kalkstein blauer Ton mit Mergelkalkstücken, wahrscheinlich von sehr jungtertiärem Alter, und übrigens, auch auf letzterem, rings um den Wadoedagi, ebenfalls sehr jungtertiäre, weiße, weiche Kreidemergel in schwach nach Norden einfallenden Schichten sich ausbreiten. Diese letzteren werden wiederum nach der Küste zu von einem Saum von bis 40—50 und selbst 76 m über das Meer sich erhebenden, wahrscheinlich quartärem, Korallenkalk überlagert. Als ältestes, wahrscheinlich triassisches Gestein sind Blöcke von rotem Kalkstein und kalkhaltendem Sandstein zu nennen, welche aus Kreidemergel hervorragen und auch lose auf der Oberfläche liegen, als jüngste Bildung die alluviale Sandfläche von Boedaë an der Nordostküste. Das kleine Inselchen Dana, südwestlich von Rĕndjoewa, ist aus einer nach Nordosten durchbrochenen, 120 m hohen, ringförmigen Mauer von Korallenkalk gebildet, mit innerer Brackwasserlagune.

Auf Savoe wurde eine Exkursion quer durch die Insel von Mĕba bis Oeba boeboe unternommen und genaue Bestimmungen des geologischen Baues und der Höhenverhältnisse usw. ausgeführt und Gesteinsproben gesammelt. Das Innere besteht auf permischer Gesteinsunterlage aus Triasgesteinen (Halobienkalken, Sandsteinen und Radiolarieneydit), die wahrscheinlich mehrere Anti- und Synklinalen bilden und die an verschiedenen Punkten, sowie namentlich an den Küsten, von weißen Mergeln und

Korallenkalken überlagert werden. Letztere, vielleicht tertiär, fallen an der Nord- und Westseite der Insel nach Nord und Nordwest ein und erreichen an der Westseite Höhen von 300 m, während der Korallenkalk an der Südküste kaum 25 oder 30 m hoch über See und ungefähr horizontal liegt.

Die 94½ km ostsüdöstlich von Savoe gelegene Insel Roté, welche schon 1889 von A. Wichmann besucht und beschrieben ist, hat eine wenig akzidentierte Oberfläche. Von den kahlen Hügeln und Bergen fällt durch eigentümliche Gestalt an der Nordküste der Batoe Tĕrmanoe auf, während die höchsten Gipfel (Goenoeng Ai-Lai nach Messung der Siboga 445 m) viel näher an der Südküste gelegen sind. Die Insel wurde vom Verf. von Namoedalé über Bébalain nach der Südküste durchquert, um geologische Bestimmungen und Messungen auszuführen und die Schlammvulkane Batoe Bĕrkétak, Oëkaäk, Hotoe bĕbolan im östlichen Roté zu besuchen. Im mittleren nördlichen Teil der Insel bis nahe der Küste, namentlich in der Umgebung von Namoedalé, stehen Triasschichten an. Von geologisch älteren Gesteinen sind nur unter den mannigfaltigen Auswürfen der Schlammvulkane, Blöcke von alten Schiefern mit Quarzgängen, solche permischen und jurassischen Alters sowie Ammoniten und Belemniten bekannt, während auch Mergel und Brauneisenkonkretionen jungtertiären oder selbst quartären Alters darunter vorkommen. Die Schlammvulkane sind von Korallenkalk umringt, der auch allenthalben den Triaskalk bedeckt und mit Mergel, Mergelkalk, Foraminiferenkalk in weiterer Verbreitung abwechselt. Nördlich von Roté liegt Samau, eine niedrige, größtenteils aus Korallenkalk bestehende Insel mit verschiedenen, durch Beschreibungen von Wichmann und von ten Kate bekannten Schlammvulkanen.

Nahe an der Ostküste von Samau liegt Poeloe-Kambing mit merkwürdigem Schlammvulkankrater, der aufgenommen und ausgemessen wurde. Sein Rand (an der höchsten Stelle im Süden 85 m über dem Meere), besteht aus mit Ton gemengten, wahrscheinlich triassischen Sandstein- und Kalksteinstücken; innerhalb desselben zeigt sich ein zweiter niedrigerer Rand, welcher die innere, elliptische, 215 m lange und 170 m breite Fläche umringt, aus der sich acht kleine Schlammkegelchen steil erheben, aus welchen von Zeit zu Zeit grauer Ton ruhig oder unter kleinen Explosionen ausfließt und sich in deren Umgebung ausbreitet.

Des Verf.'s Untersuchungen der ungefähr 480 km langen Insel Timor, mit ca. 2500 und 2600 m hohen Bergen im mittleren Teile südlich von Dilli, beschränken sich auf den südwestlichen und mittleren Teil der Insel. Dieselben bezweckten namentlich die Bestimmung der Lagerungsverhältnisse der jungen Korallenkalk- und Mergelformation und Aufsuchung permischer und triassischer Versteinerungen. Was die in der Umgebung von Koepang, der Hauptstadt von Niederländisch-Timor, sowie auf der Exkursion von dort über Baung nach dem südlichen Meeresstrande gemachten Beobachtungen, Messungen und Bestimmungen geologischer Art betrifft, muß hinsichtlich aller Details auf das Original und die zahlreichen Karten- und Profilskizzen des Atlas verwiesen werden, ebenso mit Bezug

auf die im mittleren Timor in der Umgebung von Atapoepoe und auf einer Exkursion von dort über Lahoeroes nach Weloeli ausgeführten Untersuchungen.

Im westlichen Teile Timors wird das Liegende der jüngeren, aus eocänem Kalkstein mit Nummuliten und Alveolinen, Mergeln und an Foraminiferen reichen Kalksteinen (pliocän?) und wahrscheinlich quartärem Korallenkalk, nebst wenig ausgedehnten alluvialen Fluß- und Meeressedimenten bestehenden Gesteine gebildet von Diabas, Melaphyr, permischen und Triasgesteinen, die teils anstehend nur an einzelnen Punkten zutage treten, teils in Blöcken, mit Ton gemengt, beinahe überall die alte Oberfläche bedecken.

Für Mittel-Timor kann das Alter und daher die richtige Reihenfolge der sedimentären und eruptiven Gesteine noch nicht mit Sicherheit angegeben werden. Nach dem Verf. würde dieselbe wohl wie folgt anzunehmen sein: Peridotit, Amphibolit und Diabas; Perm- und Triasgesteine, wozu auch die Sandsteine mit zwischenliegendem Kalkstein bei Wehor gehören; mesozoische Eruptivgesteine, nämlich Quarzporphyr und (mehr basische, ältere, triassische oder jurassische) Melaphyre; älteste, nach ihren Foraminiferen zu urteilen, wahrscheinlich miocäne Korallenkalke (mit 8° Einfallswinkel) der Berge Diroen (1283 m) und Gohé (742 m); mittlere (miocäne) Korallenkalke (mit 5° 40′ Einfallswinkel) auf 880—540 m Höhe ü. d. M.; Mergel, westlich von Aita omea bis zum Fluß Odak auf 527—330 m Höhe ü. d. M., von wahrscheinlich obermiocänem Alter; jüngster, wahrscheinlich pliocäner Korallenkalk (mit bis 3° 50′ Einfallswinkel); quartäre Sedimente des Talau-Flusses.

Mit Bezug auf das portugiesische Ost-Timor wird namentlich auf Hirschi's Mitteilungen über Ergebnisse seiner Rekognoszierungsreise hingewiesen. Letzterer fand in der Umgegend von Sahe laca: jungpaläozoische Lagen mit *Phillipsia* und wahrscheinlich permische Crinoidenkalke; Trias mit Halobien und Daonellen in großer Verbreitung; Juralagen mit Ammoniten und Rhynchonellen; junge Korallenkalke bis zu 600 m ü. d. M. Auch fand er alte Schiefer und basische Eruptivgesteine, Diabas, Melaphyr usw., z. T. gangförmig in Perm- und Triasgesteinen. Übrigens sei auch auf des Verf.'s Skizzen (Fig. 305, 306) vom nordöstlichen Teil von Timor hingewiesen. Es folgt nun die mit dem östlichen Teil von Timor nahezu in derselben Richtung östlich von Java ausgehende Inselreihe.

Das 48 km nördlich von der ziemlich großen Insel Lomblen gelegene Inselchen Batoe Tara ist aus einem stets tätigen Vulkan gebildet. Die Insel Lomblen wurde zwar vom Verf. nicht besucht, aber durch drei Skizzen von der Insel, von der Straße Aloë aus gesehen, wird die Lage der kleineren und größeren Vulkane Goenoeng Kédang (1440 m), Lobétolé (1420 m), Lamararap (1638 m), Lamoejoeng (1042 m) verdeutlicht. — Von den zwischen Lomblen und der Insel Pantar gelegenen Inselchen Babi, Roesa, Moridja, Batang, Lapang bestehen die beiden ersten aus Korallenkalk, Moridja aus horizontalen Kalklagen, Batang wahrscheinlich, wie die braune Farbe vermuten läßt, aus altvulkanischem

Gestein mit einem Korallenkalkrand längs der Küste, und Lapang aus einer sehr niedrigen Sandbank.

Die Insel Pantar ist der östlichste Punkt der Soenda-Reihe, wo ein noch tätiger Vulkan (Goenoeng Api), und zwar nahe bei der Südküste, vorkommt, besitzt überdies verschiedene nicht mehr tätige ältere Vulkane und Korallenkalk längs der Küste. Als Eruptionsprodukte sind Tuffe, Breccien, Lapilli, Lava (Pyroxenandesit), Basalt zu nennen. Von den vier östlich von Pantar in der Pantarstraße eine von SSW.—NNO. gerichtete Reihe bildenden Inselchen besteht Tewéring aus einem ca. 250 m hohen Vulkan mit Pyroxenandesitlava und dagegen abgesetztem Korallenriff, ist Poera bĕsar (± 600 m hoch) auch vulkanisch (Pyroxenandesit) und ganz umringt von ± 70 m hohem Korallenkalkrand und Poera kĕtjil (± 400 m hoch) ebenfalls ein Vulkan, umringt von einem Korallenriff, Kisoh (50 m hoch) zeigt braun verwitterndes Gestein (vulkanische Breccie?), bedeckt und umgeben von Korallenkalk.

Die große Insel Alor, deren nordwestlicher, durch die Bai von Kĕbola und eine alluviale Ablagerung abgeschiedener Teil speziell den Namen Alor trägt, besitzt im Osten einen alten Vulkan „Piek von Alor" mit einer 1655 m und einer ± 1200 m hohen Spitze. Es ist ein alter Hornblendeandesit-Vulkan mit, Stücke von Pyroxenhornblendeandesit enthaltenden, Tuffen, Breccien und festen Lagen von Hornblendeandesitlava, dessen Ausläufer nach der Nordküste mit ziemlich flach liegendem Korallenkalk, nach Südost mit schwach geneigten Kalklagen in vier Terrassen bedeckt sind. Im Westen besteht Alor überall aus Tuffen, Breccien und Konglomeraten, die nördlich nach Norden, südlich nach Süden einfallen, bedeckt von schwach geneigten Korallenkalklagen.

Die östlich von Alor gelegene, zum portugiesischen Teil von Timor gehörige Insel Kambing I wird von einem ungefähr 1000 m hohen alten Vulkan gebildet, dessen Produkte, Tuffe, Breccien, Konglomerate (Andesit), hoch von Korallenkalk überlagert werden, welch letzterer nach Südosten fünf Terrassen, nach der Südküste wenigstens 13 schwach nach Süden einfallende Terrassen zeigt.

Die nähere Beschreibung der in der Residenz Timor gesammelten Gesteine siehe p. 378—427.

E. Residenz Amboina.

Hierher gehören mehr als 130 Inseln, welche in einem großen, eine halbe Ellipse bildenden Bogen liegen, der mit Lirang nordöstlich von Kambing beginnt, sich erst östlich bis zur großen Insel Jamdena, dann nördlich und nordwestlich bis Ost-Ceram erstreckt, um endlich nach Westen bis Boeroe zurückzulaufen.

Die schmale, kleine Insel Lirang besteht aus zwei durch niedriges Land verbundenen Bergen, von welchen der südliche zwei Spitzen hat (höchste 431 m). Das Hauptgestein ist ein Epidiabas, worin an zwei Stellen Gänge eines zwischen Granit und Tonalit stehenden Gesteines vorkommen. Östlich davon liegt die ca. 110 km lange, gemittelt 30 km breite, gebirgige Insel Wetar, unter deren höchsten Bergen einer auf 1325 m

bestimmt wurde; Vulkane scheinen nicht vorzukommen. Das Hauptgestein ist Diabas, ferner wurden als jüngere Eruptivgesteine aus Geröllen des an der Südküste östlich von Iliwaki mündenden großen Flusses Papan erkannt: Melaphyre mit Glaskruste und Bronzitandesite. Aus dem Vorkommen von Granitgängen im Diabas ist das höhere Alter des Diabas ersichtlich. Korallenkalk kommt im Innern nicht vor, aber längs den Küsten, wo er höchstens 100 m ü. d. M. erreicht. Die südöstlich von Wetar gelegene, unregelmäßig vierseitige Insel Kisar ist von Korallenkalk wie mit einer Mauer eingeschlossen, die nur von einzelnen tiefen Klüften durchbrochen ist, wo Flüßchen münden und durch welche die meist kahlen Berge des hügeligen inneren Terrains sichtbar werden. Als Liegendes des Korallenkalks wurden Glieder einer alten Formation: ein Hornblendegestein (schieferiger Hornblendegabbro?) mit Quarzgängen und Quarzit nachgewiesen, aus welchem ersteren das ganze Innere der Insel besteht. Von den neun nordöstlich folgenden Inseln der Roma-Gruppe besteht Roma aus verschiedenen vulkanischen Eruptionsprodukten, Tuffen, Breccien und fester Lava (Pyroxenandesit), deren höheres Alter aus den sie bis 500 m hoch bedeckenden hochgelegenen Korallenkalklagen erkennbar ist. Ein tätiger Eruptionspunkt ist zwar auf Roma nicht zu finden, wohl kommt aber eine warme Quelle vor, welche Alunit absetzt. Métan besteht ganz aus Korallenkalk; Njata ist ein alter Krater mit jüngerem Eruptionskegel; Wawi Télang ist ein regelmäßiger vulkanischer Kegelberg, wovon Limtoetoe nur bei hohem Wasser durch die Straße von Holta geschieden ist; Laut besteht aus vulkanischen Breccien; Kital aus einem abgestumpften, 50 m hohen Vulkankegelchen, aufgebaut aus rotverwitternden vulkanischen Breccien; Maoepoera aus vulkanischen Breccien (Pyroxenandesit) und Lapilli in geneigten Lagen mit Lavaströmen dazwischen, von Korallenkalk bedeckt bei $\pm$ 80 und $\pm$ 250 m ü. d. M. und im südlichen Teil nur aus Korallenkalk; Djoka wahrscheinlich aus Korallenkalk.

Die kleine Insel Leti, ostsüdöstlich von Kisar, ist geologisch resp. petrographisch interessanter. Auf ältere Schiefergesteine, Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite und kristallinische Kalksteine mit Kontaktmineralien (Granat, Augit, Enstatit) folgen jüngere Diabase, welche die Schiefer beim Kontakt in Adinole verwandelt haben; ferner besitzen Tuffe und Breccien der Diabase, sogen. Schalsteine, große Verbreitung, und noch jünger als letztere sind permische Kalksteine und Sandsteine mit Crinoidenstielen; endlich ist noch der quartäre Korallenkalk längs der Küste und wenig Alluvium zu nennen.

Die größere, östlich von Leti gelegene Insel Moa ist ein 10—20 m hohes Korallenkalkplateau, woraus sich im Westen und Osten zwei Gebirge erheben, deren Gestein hauptsächlich Peridotit (Lherzolith) ist mit Opal-, Quarz- und Magnesitgängen und Chromiteinschlüssen.

Die flache Insel Lakor besteht ganz aus Korallenkalk.

Weiter östlich folgen die Sĕrmata-Inseln: Oekenaö-Inseln, Loeang, Kĕlapa, Sĕrmata; erstere sind niedrige Korallenkalkinseln und -klippen, Loeang scheint ganz aus permischem Crinoidenkalk zu

bestehen, ebenso die südlich von Loeang gelegenen Matoemara-Inseln, dagegen Kĕlapa mit 6 benachbarten kleinen Inselchen aus niedrigem Korallenkalk und Sĕrmata, größtenteils aus altem Gestein (grünen Phylliten, Schalsteinen oder schieferigen Diabastuffen, allenthalben bedeckt von Korallenkalk).

Auf allen Inseln der wieder weiter östlich gelegenen Babargruppe: Wetan, Babar, Dai, Dawĕra, Dawĕloor, Masela sind schöne Terrassen von Korallenkalk, bis zu 16 übereinander zu sehen, woraus auch die meisten ganz zu bestehen scheinen; aber auf Babar mit dem platten Kalkberg Pipliawĕna (795 m), nicht weit von der Nordküste, und einem 830 m hohen Berge mehr im Innern, wurde außer Korallenkalk in geneigten Lagen das Vorkommen konstatiert von Diabas und Diabastuffen, Kalksteinen und Sandsteinen, wahrscheinlich permisch, Toneisenstein mit Ammoniten *(Lytoceras, Stephanoceras)*, wahrscheinlich jurassisch, und Dai ist, abgesehen von seinen schönen Kalkterrassen, übrigens ganz aus Gabbro mit 1—4 cm dicken Granitgängen und schieferigem Hornblendegabbro gebildet.

Zu der großen, noch weiter östlich und nordöstlich gelegenen, durch mehr als 1000 m tiefes Meer von Babar geschiedenen Tĕnimber- oder Timorlaut-Gruppe gehören außer der 120 km langen Insel Jamdena zahlreiche benachbarte, z. T. kleine und sehr kleine Inseln. Abgesehen von ein Paar Serpentinstückchen, die sich am Strande von Taval fanden, sind tertiäre Mergelkalkgesteine das älteste auf einigen dieser Inseln (Oeimatu, Oengar, Laibobar, Taval [zahlreiche Globigerinen enthaltend], Vordate, Séloe [?], Woeliaroe [?]) beobachtete Gestein, das von sehr jungen Korallenkalken bedeckt wird. Auf den übrigen folgenden Inseln war Korallenkalk das einzige erkennbare Gestein: Selaroe, Batoe Boeal, Angermasa, Matkoesa, Tikoes, Tabor, Nagolin, Watoewawan, Jejaroe, Sekéloer, Sjerra, Kasiwoe, Wolas, Natrool, P, Wotar, Mitak, Virinoen, Kiabelangan, Lima-eilanden, Maroe. Wajangan, Moloe mit Warena und Kalboor, Jamdena, Barnoesa, Loetoer, Larat und noch einige andere kleine Inseln, während Nojanak, Jejaroe, Kabawa niedrige Sandbänke sind.

Die Aroe-Inseln bilden mit Ausnahme eines Teiles von Neu-Guinea den östlichsten Teil des Niederländisch-Indischen Archipels. Es ist ein großes, beinahe horizontales, meist nur 10—30 m hohes Korallenkalkplateau, das durch Meerbusen und Kanäle, deren Entstehung wahrscheinlich an Spaltenbildungen bei Hebung des Korallenkalks zuzuschreiben sind, in eine größere Anzahl von Inseln geteilt ist. Die größten dieser sind: Kola, Wokam, Kobroor, Maikoor, Koba, Tĕrangan. Im südlichen Teil von Tĕrangan kommen einzelne, 40—70 m hohe Erhebungen vor; an der Westseite wurden Tonblöcke, mergelartiger Kalkstein (kristallinisch gewordener Korallenkalk) und ein hellweißer, pliocäner oder quartärer Quarzsandstein angetroffen. Wammer ist eine Sandbank, hier und da mit 3—4 m hohen Wänden von sandigem Korallenkalk.

Nordöstlich von der Timorlaut-Gruppe, westlich von den Aroe-Inseln, liegen die Kei-Inseln, die in Groot-Kei (Noehoe-Joet), Klein-Kei (Noehoe Roa) und Tajando, die von Osten nach Westen aufeinanderfolgen, unterschieden werden.

Zu der Groot-Kei-Gruppe gehören die ungefähr 87 km lange schmale Insel Groot-Kei und die kleinen Inseln Ifad, Noehoe Jaan, westlich vom mittleren, und Poeloe Doevin und Poeloe Réréan, westlich vom südlichen Teil von Groot-Kei.

Groot-Kei ist ganz gebirgig und von den 20 bedeutendsten Bergen erreichen die höchsten bis zu 700 und 800 m Höhe ü. d. M., mehr als 70 Ortschaften liegen an den Küsten. Mit Bezug auf frühere Untersuchungen von Planten, Wertheim, Martin und namentlich auf die Altersbestimmung der Tertiärlagen von dem Verf. gegenüber der von Martin, sowie auf Alter und Rolle der Lepidocyclinen als Leitfossil, und ebenso, was die 5 von dem Verf. angeführten Durchquerungen der Insel von W.—O. und dabei gemachte Beobachtungen und Messungen betrifft, muß auf die ausführliche Behandlung im Original p. 472—501, 502—518 verwiesen werden. Die älteste, nach den sehr spärlichen Fossilien obereocäne Formation von Groot-Kei besteht aus hellgelbem, hartem, meist dichtem, zuweilen sandigem oder mergelartigem Kalkstein in 1—5 dcm dicken Platten, abwechselnd mit dünnschieferigen, mehr tonigen Kalksteinen und Mergelkalken, die stellenweise Feuerstein- oder Kieselkonkretionen und -schnüre, sowie Pyrit und Brauneisenstein enthalten. Diese Lagen sind schwach gefaltet und fallen meist unter mindestens 10° nach Westen ein. Dieselben werden diskordant überlagert von beinahe horizontalen Terrassen von weißem miocänen (wahrscheinlich altmiocänen) Kalkstein mit Lepidocyclinen, welche im Süden bis zur Meeresküste niedergehen, im Norden mehr landeinwärts liegen und dort längs der Küste von einer niedrigeren jüngeren, quartären, vielleicht z. T. pliocänen Korallenkalkterrasse ohne Lepidocyclinen umgeben sind. Da die jungen Kalksteine im Süden fehlen, so ist die Insel in posttertiärer Zeit mehr im nördlichen als südlichen Teil gehoben.

Die Insel Ifad und Noehoe Jaan bestehen aus eocänem Mergelkalk, Poeloe Doevin und Poeloe Réréan aus miocänem Kalkstein.

Zu der Klein-Kei-Gruppe gehören ungefähr 50, nur 20—60 m hohe Inseln, die beinahe ganz aus Korallenkalk bestehen. Unter Klein-Kei versteht man die großen Inseln Doelah-laut, Kei-Doelah und südwestlich davon die größte Noehoe Roa (andere Namen cf. p. 519), die durch viele Buchten und namentlich an der West- und Ostseite durch ein Paar lange, nordsüdlich gerichtete Meeresarme zergliedert ist. Im nördlichen Teil von Noehoe Roa liegt der ca. 90 m hohe Berg Gĕlanit, und außerdem erstrecken sich in ungefähr nordsüdlicher Richtung 3 parallele Hügelrücken über die Insel. Letztere ist wohl, ebenso wie die gleichgerichteten Meeresarme, Folge von Hebungen und dadurch entstandenen schwachen Falten und Spalten im Kalkstein. Die Untersuchung des Verf.'s beschränkte sich auf die Umgegend des an einer Bucht der Südküste von

Kei-Doelah gelegenen Ortes Toeal, den eben genannten Berg Gĕlanit auf Noehoe Roa und die kleinen, nördlich davon gelegenen Inselchen Oet, Koes und Nieuw-eiland by Oet.

Der Gĕlanit schien zwar an der Oberfläche ganz aus Korallenkalk aufgebaut zu sein, aber eocäne Mergelkalkstücke weisen auf das Vorkommen der entsprechenden Formation in unbedeutender Tiefe.

Während Oet und Koes aus Korallenkalk bestehen, wurden auf dem erst 1852 bei einem heftigen Erd- und Seebeben entstandenen Nieuw-eiland eocäne Kalklagen und lose Blöcke, nach ihren Foraminiferen zu schließen, wahrscheinlich miocänen Alters, konstatiert.

Die Tajando-Inseln und de drie Gebroeders, westlich von Klein-Kei, sind vom Verf. nicht besucht; erstere bestehen nach Planten meistens aus Korallenkalk. Mit Koer, nordwestlich von Tajando, beginnt die Inselreihe, welche in langem elliptischen Bogen bei Boeroe die Banda-See nördlich umringt; es ist von Korallenkalk in 6 Terrassen bis $\pm$ 300 m hoch umsäumt. Seine höchste Bergspitze G. Hoekoen Taventeen erreicht 386 m ü. d. M., eine andere nahe der Nordspitze 259 m. Ältere Gesteine sind zwar anstehend nicht beobachtet, aber das Vorkommen von Stücken solcher (miocäner, brauner, quarzreicher Kalkstein, gneisartiges Gestein, Glimmerschiefer) in Ton oder auch in Korallenkalk läßt das entsprechende Gestein in unbedeutender Tiefe vermuten.

Kaimeer, nördlich von Koer, ist eine kleine Korallenkalkinsel mit 5 Terrassen. Im Korallenkalk zwischen der zweiten und dritten Terrasse kommen Tropfsteingrotten mit unbedeutenden Zeichnungen auf den Wänden vor, welche nicht auf derselben Höhe über dem Meere liegen wie solche von Doedoemahan auf Klein-Kei, worauf Verf. weist, als Beweis gegen Senkung des Meerniveaus.

Von den ein wenig nördlicher gelegenen Inselchen Boei und Tĕngah besteht ersteres aus Korallenkalk, letzteres aus einer Sandplatte.

Von den Inselchen der Watoebella-Gruppe sind Oeran und Koerkaf Sandbänke oder niedrige Korallenriffe und besteht Baan aus Korallenkalk, während auf Téor, Kasiwoei und Watoebella älteres Gestein vorkommt. Das gebirgige Téor mit $\pm$ 320 und $\pm$ 350 m hohen Bergen ist, wie aus den Geröllen von wahrscheinlich triassischem Kalkstein, Peridotit, Phyllit, Serpentin zu schließen, eine alte Insel. Auf Kasiwoei wurden aber außer losen Blöcken auch anstehende Schichten von wahrscheinlich triassischem Sandstein und darüber solche von miocänem, mergelartigem, sowie von quarzhaltigem Kalkstein angetroffen, während auf Watoebella schieferiger Hornblendegabbro und an anderer Stelle schieferiger Gabbro mit Quarzadern ansteht und auch Ton mit Stücken von Glimmerschiefer und schieferigem Gabbro vorkommt.

Manawoko besteht im Norden aus Korallenkalk in 4 Terrassen, im Süden unter Bedeckung von Korallenkalk aus dynamometamorph verändertem Eruptivgestein (Diabas und Gabbros) und Serpentin. Gorong besteht aus wahrscheinlich triassischem Sandstein, der an der Nord- und an der Südspitze der Insel von 70 m hohem Korallenkalk bedeckt wird,

Poeloe Pandjang oder Soeroeaki ist eine flache Koralleninsel. Von hier erstreckt sich bis Ceram laut ein großes Korallenriff, worauf 16 Inselchen und Sandbänke sich nur 2—3 m ü. d. M. erheben; nur Kifar erreicht ca. 8 m und besteht wahrscheinlich aus Sandstein. Ceram laut, westlich von mindestens 50 m hohem Korallenkalk umsäumt, besteht im Innern ganz aus wahrscheinlich triassischem Sandstein mit Kalkspatadern und undeutlichen Pflanzenresten. Die Inselchen Kilwaroe, Gisser, Keffing zeigen Korallengrus und Foraminiferensand auf Korallenkalkunterlage.

Von der großen, über 300 km langen und gemittelt 50 km breiten Insel Ceram wurden vom Verf. der östliche Teil, im Süden namentlich ein Teil der Toeloeli- und Elpapoeti-Bai, und im westlichen Teil die Piroe-Bai, und die lange schmale Halbinsel Hoeamoeal besucht. Zahlreiche kalkhaltende Sandsteine, an Radiolarien reiche Kieselgesteine wurden in Ost-Ceram gesammelt, welche auf eine große Verbreitung von Triasschichten weisen. Von der Toeloeti- und Elpapaeti-bai werden namentlich Beobachtungen über die Einstürzungen an der Küste infolge des großen Erdbebens vom 30. Sept. 1899 mitgeteilt. Bei Beschreibung der in West-Ceram gemachten Beobachtungen behauptet Verf. gegenüber Martin das Bestehen der von ihm zur Erklärung der sehr verschiedenen Höhenlage des Korallenkalks im Norden und Süden von Hoeamoeal angenommenen Verwerfung (welche den ältesten der die Banda-See in flachem Bogen umringenden Bruchränder entspricht), sowie die Lage des Epicentrums jenes Erdbebens, dessen Folgen auch bei Taniwil, Kawa, Hatoesoea, Paulohi, Těhoro konstatiert wurden, als westlich von Paulohi. In kurzer Zusammenfassung unserer Kenntnis von Ceram gehört es zu dem alten Randgebirge der Bandasee und ist hauptsächlich aufgebaut aus alten Schiefergesteinen (Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit usw.), alten Eruptivgesteinen (Gabbro, Peridotit usw.), Triasgestein mit schönen Versteinerungen (Ost-Ceram), wozu wahrscheinlich auch Radiolariten gehören, vielleicht auch jurassischen und cretaceischen Sedimenten, die zwar nicht sicher, aber doch wahrscheinlich als solche erkannt sind, wegen Ähnlichkeit alter Kalksteine mit solchen auf Boeroe. Ferner kommen im südlichen Teil von Hoeamoeal wahrscheinlich mesozoische Andesite vor und in Ost-Ceram wahrscheinlich Alttertiär und miocäner Lepidocyclinenkalk. Endlich ist, als jüngste Bildung, Korallenkalk in Terrassen zu nennen, der im südlichen Hoeamoeal 350 m Höhe erreicht, und hoch gelegen, allein südlich von der oben genannten großen, längs der Südküste von Ost-Ceram verlaufenden Verwerfung vorzukommen scheint.

Von den westlich von Ceram liegenden Inseln besteht Manipa aus altem Schiefergestein (Tonschiefer, Grauwacken mit Quarzlinsen und -schnüren) längs der Nordküste, mit 5—6 m hohem Korallenkalk, woraus auch die Nordwestspitze besteht; auf Sewangi fanden sich teilweise serpentinisierte Peridotite. Kelang mit dem hohen steilen Berg Tonoe nahe der Ostküste ist aus alten Eruptivgesteinen (Melaphyr, Gabbro, Diabasen, Peridotit) unter Melaphyrbreccienbedeckung aufgebaut, während jüngere eruptive Produkte auch hier, nördlich von der großen Banda-Verwerfung,

fehlen. Boano besteht aus kompaktem, versteinerungsleerem, vielleicht mesozoischem Kalkstein, doch kommt an der Ostküste auch Korallenkalk vor.

Auf der großen Insel Boeroe, schon mehr bekannt durch Martin, der 1892 die Insel besuchte, und durch Schroeder van der Kolk's Beschreibung der von ersterem gesammelten Gesteine, ferner durch die Beobachtungen, Sammlungen und Publikationen jüngeren Datums, namentlich von Böhm, Wanner, Bücking u. a., wurde vom Verf. nur die Bara-Bai mit dem höchsten (2175 m) Berge, von Nordwest-Boeroe, Kapala madang besucht, namentlich um Versteinerungen zu suchen, und eine Exkursion im Tal des Flusses Sifoe gemacht. Über die dort gemachten Beobachtungen und gesammelten Gesteine cf. p. 562. In betreff einiger Hauptresultate der neuesten Forschungen auf Boeroe durch die im vorstehenden Genannten sei nur erwähnt, daß Böhm in Süd-Ceram Ammoniten-(Perisphincten, Phylloceraten)führende jurassische Kalksteine als zum Oxford gehörig erkannte und beschrieben hat, daß an der Nordküste unter den Geröllen auch solche von jüngerem jurassischem Kalkstein mit Belemniten und Inoceramen und einzelnen Phylloceraten, sowie von jungcretaceischen Kalksteinen mit Tissotien vorkommen, daß Wanner als älteste Gesteine aus West-Boeroe aufführt: dichte, hellgraue, teilweise verkieselte Kalksteine, rote und gefleckte Kalksteine mit Belemniten und Kalkmergel mit Globigerinen, dolomitische Kalksteine, Breccien von alten Eruptivgesteinen (Porphyrit, Peridotit [?], Melaphyr [?]), die jünger wie die von Böhm in Süd-Boeroe bestimmten Oxfordkalke sind und nach ihm für oberjurassisch, vielleicht auch untercretaceisch, zu halten sind, während Gerölle eines dunklen Eruptivgesteins von Bücking als Melilithbasalt bestimmt wurden. Zwischen den Flüssen Wamkaha und Bo, in nordsüdlicher Richtung, treten bituminöse obercretaceische Kalke auf, von deren an Arten armer, individuenreicher Fauna *Pecten Clignetti* G. Böhm und *Tissotia Weteringi* G. Böhm am zahlreichsten sind; einzelne Sandsteine, Schiefer und Konglomerate sind vielleicht mittelcretaceisch. An einer Stelle, 850—900 m ü. d. M., wurde eocäner Kalkstein mit Discocyclinen und Alveolinen angetroffen. Miocän scheint zu fehlen, aber Pliocän durch lose Sandsteine und Konglomerate bei Fogi repräsentiert zu sein.

Die gebirgige, im mittleren Teil ± 300 m hohe Insel Amblau, südlich von der Südostspitze von Boeroe, besteht aus Hornblendepyroxenandesit, umringt von, an der Nordseite in mindestens 4 Terrassen bis 218 m ansteigendem und dort ganz verkieseltem Korallenkalk, der an der Südküste nur ± 50 m erreicht.

Die mitten in der Banda-See gelegenen kleinen, durch 1595 m tiefes Meer getrennten 3 Schildpad- und 4 Lucipara-Inseln von unbekanntem Fundamentalgestein, umgeben von an der Oberfläche mit Grus desselben Gesteins bedeckten Korallen- und Foraminiferenkalkriffen, die steil in die See abfallen, sind nach des Verf.'s Ansicht über das Wasser hervorragende Spitzen des übrigens von ± 2000 m Wasser bedeckten und von Tiefen von 4—5000 m umringten, von ± SW.—NO. gerichteten

„Siboga-Rückens“, der wahrscheinlich aus demselben alten Gestein wie Ambon und Timor besteht.

Das kleine, südwestlich von den Lucipara-Inseln liegende Inselchen Goenoeng Api (bei Wetar) ist ein 275 m hoch geschätzter Krater mit Eruptionskegel. Die Insel Daam (Dammer) südöstlich von den Lucipara-Inseln, nordöstlich von Roma, der südlichste und größte noch tätige Vulkan der Banda-See, ist ein an der Ostseite eingestürzter Vulkanmantel mit drei ± 800 m hohen Eruptionspunkten und wird an der Westseite von ± 8 m hohem Korallenkalk umringt, wo als Eruptivgestein Pyroxenandesitgerölle in einem Flüßchen gesammelt wurden. Unweit des Strandes kommen heiße Quellen vor. Mit Daam liegt in größeren Abständen voneinander, in einem schon von Wetar von der im vorstehenden beschriebenen elliptischen Inselreihe abzweigenden, zuerst nordöstlich, dann nordnordöstlich und endlich nordwestlich bis Ambon sich erstreckenden elliptischen Bogen eine Anzahl kleiner Inseln. Von diesen ist Téon ein einfacher Vulkankegel (775 m) mit großem Krater, von dessen Lavaströmen Pyroxenandesit gesammelt wurde; Nila, worauf ebenso wie auf Téon kein gehobener Korallenkalk vorkommt, mit dem Koralleninselchen Nika im Norden, besteht aus einem älteren Vulkanrand von Lava (fein poröser Andesit) und einem jüngeren Eruptionskegel; an der Ostseite kommen Fumarolen und Solfataren vor.

Sĕroea ist ein kleiner abgestumpfter Eruptionskegel (650 m) mit älterem, aus Lava und Breccien bestehendem Kraterrand und zwei nach Osten gerichteten Lavaströmen (Pyroxenandesit); kein gehobener Korallenkalk. Auch auf dem sehr kleinen Inselchen Manoek fehlt letzterer. Dasselbe stellt übrigens einen, an der Westseite 260 m hohen, abgestumpften Vulkankegel dar mit größtenteils aus Lapilli- und Breccienlagen (poröse Andesitschlacken und kompakter olivinhaltiger Andesit) bestehenden Mantel mit zahlreichen Lavaströmen. In betreff der zur Banda-Gruppe gehörigen Inseln (Rozengain, Run, Nailaka, Sĕwangi oder Manoekan, Poeloe Ai, Lonthor oder Groß-Banda, Poeloe Pisang, Poeloe Kapal, Banda-Neira, Poeloe Krakah mit Poeloe Fiscaal, Goenoeng Api) wird vom Verf. auf deren ausführliche Beschreibung im „Jaarboek van het Mynwezen. 29. 1900. 1—29“ verwiesen und übrigens nur eine von Wanner zwischen Korallenkalk auf Poeloe Pisang entdeckte Schicht von hellgelbem Kalkstein mit Operculinen erwähnt, und einige Angaben von Höhen sowie von auf Banda stattgehabten Eruptionen und Erdbeben nachgetragen. Die durch Martin's und Schroeder van der Kolk's Untersuchung der von ersterem gesammelten Gesteine bekannten „Oeliaser“: Noesalaut, Saparoea, Haroekoe, wurden vom Verf. nicht besucht; sie bestehen aus denselben jungen Eruptivgesteinen (Andesiten, Daciten), die auf Ambon vorkommen und auch noch auf Amblan und im südlichsten Teil von Hoeamoeal, aber nicht mehr weiter nördlich (Grenze durch Verwerfung?) auftreten. Auch von Ambon lag bereits eine ausführliche Beschreibung des Verf.'s vor (Jaarboek van het Mynwezen. 34. 1905), welcher hier noch einzelnes zugefügt wird, wie

namentlich betreffs der dort unterschiedenen zwei Arten von Melaphyren: solche, die weder Quarz noch Cordierit enthalten, und solche, wo diese Minerale stark korrodiert vorkommen. Letztere sind viel saurer (59—60 % SiO_2), bronzithaltig und schließen sich enger an die Andesite als die basischen (47—50 % SiO_2). Die basischeren werden für alt oder mittelmesozoisch, die saureren für jungmesozoisch, höchstens alttertiär gehalten.

Es folgt nun (p. 585—655) die Beschreibung der Gesteine aus der Residenz Amboina, und hierauf (p. 656—736) die Aufzählung und Beschreibung der vom Verf. auf seiner Reise im Jahre 1899 gesammelten Versteinerungen, und zwar in den folgenden separaten Mitteilungen der genannten Forscher:

K. A. Penecke, Über eine neue Korallengattung aus der Permformation von Timor.

K. A. Penecke und G. Boehm, Liste der permischen, jurassischen und cretaceischen Versteinerungen.

J. Wanner, Liste der Triasversteinerungen.

O. Boettger, Liste der tertiären und jüngeren Versteinerungen.

G. F. Dollfus, Sur quelques polypiers fossiles des Indies Néerlandaises (Pl. I—III).

J. Lambert, Sur un oursin de Timor (Pl. IV).

H. Douvillé, Sur des lépidocyclines d'un calcaire de l'île Grand-Kei.

G. J. Hinde, Radiolaria from Triassic and other rocks of the Dutch East Indian Archipelago (Pl. V—X).

Schließlich gibt Verf. eine allgemeine geologische Übersicht nicht nur über die Molukken, sondern im allgemeinen über Niederländisch-Indien.

Zunächst werden die im ersten Teile nach ihrem topographischen Vorkommen genannten Gesteinsvorkommnisse, sowohl sedimentäre als eruptive und metamorphe, so viel möglich, nach ihrem geologischen Alter zusammengefaßt und in folgender Weise angeordnet, wobei die einzelnen Lokalitäten des Vorkommens namhaft gemacht sind:

1. Alte Schiefergesteine, wahrscheinlich teils archäisch, teils altpaläozoisch: Gneis, Glimmerschiefer, Grauwacke, Phyllit, Tonschiefer, die für mehr oder weniger veränderte Sedimente gehalten werden, und Amphibolschiefer, den Verf. für ein durch Druck schieferig gewordenes Eruptivgestein ansieht.

2. Alte basische Eruptivgesteine von präpermischem, vielleicht z. T. mesozoischem Alter: Peridotit, Serpentin, Gabbros, Diabas, Diabasporphyrit nebst Tuffen, Breccien und Schalsteinen, Diorit und Dioritporphyrit.

3. Granitgesteine, wahrscheinlich alle präpermisch und also auch älter als jene mesovulkanischen Eruptivgesteine.

4. Perm: dichte Kalksteine, sandige Kalksteine mit Versteinerungen, Crinoidenkalkstein, mergelige Ton- und Sandsteine.

5. Triassische oder jurassische Gesteine, versteinerungsleer oder nur Foraminiferen und Radiolarien enthaltend.

6. Trias: sicher als solche erkannte Kalksteine und Schiefer mit Halobien, Daonellen und Radiolarien und kalkhaltige Sandsteine mit undeutlichen Pflanzenresten.

7. Jura: Kalksteine, Mergel und Tonsteine, z. T. mit Ammoniten und Belemniten.

8. Kreide: unterste Abteilung von Schiefertonen und Kalksteinen und oberste von z. T. bituminösen und schieferigen Kalksteinen mit Tissotien (allein auf Boeroe).

9. Altmesovulkanische Eruptivgesteine, wahrscheinlich von diesem Alter: ältere Melaphyre, Quarzporphyre und Quarzporphyrite, wahrscheinlich auch einige Diabase und Diabasporphyrite.

10. Jungmesovulkanische Eruptivgesteine, wahrscheinlich hierher gehörig: saure, bronzithaltige Melaphyre, Andesite und Dacite.

11. Eocän (und Oligocän): quarzhaltige Kalksteine und Mergelkalke mit Nummuliten, Discocyclinen und Alveolinen.

12. Miocän, im östlichen Teil des Indischen Archipels: Sandsteine, mergelartige Sandsteine, Mergelkalksteine, Konglomerate, Breccien und Sandsteine von tertiären und älteren Eruptivgesteinen. Discocyclinen, Nummuliten und Alveolinen fehlen, dafür: Lepidocyclinen und namentlich Amphisteginen und Globigerinen.

13a. Leucit- und Nephelingesteine, altmiocän oder jünger: größtenteils Hornblende- und Glimmerandesite, Pyroxenandesite und Basalt; einzelne leucit- und nephelinhaltige Gesteine, die Bergrücken und Berge ohne Krater bilden.

13b. Alte Hornblende- und Glimmerandesite mit zugehörigen Breccien und Tuffen (miocän).

13c. Alte Pyroxenandesite und Basalte mit zugehörigen Breccien und Tuffen (miocän).

14. Pliocän und Quartär: junge Korallenformation und Terrassenkalk.

15. Quartär: Sandsteine, Breccien, Konglomerate.

16. Jungvulkanische Produkte (hauptsächlich quartär, aber auch pliocän und rezent).

17. Rezente Korallen-, Foraminiferen-, *Lithothamnium*-Kalke, Muschelkalk, Meeressand, Flußsand und -ton, Absätze warmer Quellen und vulkanische Auswürfe.

Die geologische Kartenskizze des Verf.'s, welche eine wegen noch ungenügender Kenntnis des Archipels nicht mögliche geologische Karte ersetzen muß, gewährt einen Überblick über die Verbreitung der verschiedenen Sedimentärformationen und Eruptivgesteine auf den Molukken. So zeigt dieselbe die große Verbreitung der alten Schieferformation, die übrigens wohl auf allen Inseln in der Tiefe vorhanden sein wird. Während Gneis ziemlich selten ist, sind Glimmerschiefer, Phyllite und besonders Amphibolite sehr verbreitet und kommen die Phyllite von vollkommen gleichartiger Beschaffenheit auf den weit auseinanderliegenden Inseln Manipa, Téor, Sĕrmata, Leti vor. An diese schließen sich, innig

damit in aufgerichteten und gefalteten Lagerungsverhältnissen verbunden, mehr oder weniger jüngere basische Eruptivgesteine an, die im Norden auf Celebes, Halmahera, Obi, Gébée, Waigeoe, Batanta, Salawati und Neu-Guinea, rund um die Banda-See auf Kelang, Ceram, Ambon, Manawoko, Téor, Babar, Moa, Leti, Sĕrwaroe, Kisar, Wĕtar, Lirang und auf den südlichen Inseln Timor und Soemba bekannt sind. Granitgesteine treten gangförmig in Peridotiten und Gabbro auf, so auf Ambon, Dai, Wĕtar, Lirang und Soemba (?). Von der paläozoischen Gruppe sind permische Schichten diskordant auf den alten Schiefern bekannt auf Timor, Leti, Loeang, Babar (?) und wahrscheinlich paläozoische auch auf Ambon. Erstere sind Sedimente aus nicht sehr tiefem Meere und zeigen auf Timor in den Fossilien Übereinstimmung mit denen der Permlagen der Saltrange (Pendjab).

Von der erst seit 20 Jahren im Niederländisch-Indischen Archipel bekannt gewordenen Trias- und Juraformation zeigt die Karte nun bereits das Vorkommen auf zahlreichen Inseln, und zwar **Trias** auf: Savoe, Roté, Kambing (?), West-Timor, Mittel-Timor, Ost-Timor, Koer (?), Téor (?), Kasiwoei (?), Gorong, Ceram-laut, Ost-Ceram, Misool, Ost-Celebes und außerhalb der Molukken auf West-Borneo und Ost-Sumatra; **Jura** auf Roté, Taliabo, Mangoli, Misool, Ost-Celebes, Boeroe, Ceram (?), Babar, Ost-Timor, Waigeoe (?), Neu-Guinea und außerhalb der Molukken auf der West- und Südostküste von Borneo, Sĕrawak und Singapore; **Kreide**, und zwar untere auf Taliabo, Mangoli, Neu-Guinea, obere allein auf westlich Boeroe, und außerhalb der Molukken auf der West- und Südostküste von Borneo, Java, Sumatra.

Durch Übereinstimmung in Fossilien der Triasschichten im Archipel, im Himalaja und in den Alpen ist eine Seeverbindung in jener Periode vom mediterran-alpinen Gebiet über das Gebiet nördlich von Vor-Indien bis zum Archipel angezeigt.

Die Eruptivgesteine der mesozoischen Ära, Verf.'s mesovulkanische Gesteine, werden auf der Karte in alt- und jungmesovulkanische unterschieden; erstere (namentlich Melaphyre, z. T. mit Glaskruste) sind bekannt auf Ambon, Laigoma, Timor, Halmahera, Moro, Boeroe (Grus) und außerhalb der Molukken auf der West- und Südostküste Borneos, auf Java und Sumatra; letztere (Andesite, Dacite u. a.) auf Ambon, den Oeliaser, Amblau, Wĕtar, und cretaceische Diabase, Peridotite, Serpentine und Gabbros auf der Südost- und Westküste von Borneo und auf Java.

Das Eocän ist in den Molukken durch Alveolinenkalke, die auch Nummuliten und Discocyclinen enthalten (bereits von Südost-Borneo und Java bekannt), vertreten in meistens gestörter Lagerung, und zwar auf West-Timor, Rĕndjoewa, Neu-Guinea, Misool, Ost-Halmahera, West-Boeroe, Ost- und West-Celebes. Die ebenfalls eocänen, sehr kleine Discocyclinen enthaltenden Plattenkalke von Groß-Kei sind wahrscheinlich etwas jünger. Auch in Ost-Ceram scheint Alttertiär vor-

zukommen. Eocäne Kohlenschichten scheinen in den Molukken ganz zu fehlen.

Die miocänen Schichten, die auf Borneo, Java, Sumatra eine große Rolle spielen, bestehen auf den Molukken großenteils aus Andesit- und Basaltgrus (Breccien, Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Kalksteine), und zeugen, mit Ausnahme der ungefähr horizontalen miocänen Kalksteine von Groß-Kei, durch ihre Biegungen und Faltungen von einer postmiocänen Faltung und Hebung von verschiedener Druckrichtung, wodurch dieselben auf Saleyer, Rĕndjoewa, Mittel-Timor, Kasiwoei, Saonĕk bis 20—60° aufgerichtet sind.

Die jüngeren Schichten, Pliocän + Quartär, vom Verf. als Korallenkalkformation zusammengefaßt, terrassenförmig die Inseln umringend und sukzessiv gehoben, so daß die höchsten Terrassen die ältesten sind, bedecken die älteren Schichten diskordant in nur schwach, je jünger destoweniger geneigter bis ungefähr horizontaler Lage. Mit Bezug auf die geringe Neigung der Pliocänschichten auf den Molukken zieht Verf. die Lagerungsverhältnisse solcher auf Java und namentlich die der fossile Knochen führenden Schicht in Madioen und auf der Grenze von Madioen und Rembang, worin Dubois den *Pithecanthropus erectus* fand, zum Vergleich heran, und beschreibt ausführlich seine dort ausgeführten Messungen und Untersuchungen, sowie die dort gesammelten Gesteinsproben. Die schwache Neigung der pliocänen Schichten auf Java, schwächer als die der miocänen, und die noch schwächere der quartären wird konstatiert und eine postpliocäne Hebung und Faltung als sicher sowohl für Java als die Molukken angenommen, und die Trinil-Schichten als pliocän bezeichnet.

Die tertiären Eruptivgesteine werden in 2 Gruppen gebracht: 1. Leucit- und Nephelingesteine, 2. Andesit und Basalt; ihre Eruption fand nach dem Ende der alttertiären Zeit statt. Leucit- und Nephelingesteine sind die ältesten Eruptionsprodukte, darauf folgen Hornblendeglimmerandesite, Pyroxenandesite und Basalte. Sie bilden lange Rücken und kleine Vulkane, die alle während der Miocänzeit entstanden.

Die großen Vulkane entstanden, was ihren Fuß und die „Somma"-Ränder betrifft, in der jüngsten Tertiärzeit, während ihr Hauptmassiv erst Erzeugnis der Quartärzeit ist. Sie bestehen auch aus Andesit und Basalt. Ihre reihenförmige Anordnung scheint auf Spalten und Risse der Erdrinde infolge von Faltungen und Einstürzungen zu weisen, deren Entstehungszeit dadurch zugleich angezeigt wird, wie z. B. von dem schmalen Meeresarm zwischen Celebes und Borneo als altmiocän.

Die vulkanischen Kegelberge in den Molukken gehören zu 4 Gruppen:

1. Gruppe der kleinen Sunda-Inseln auf: Bali, Lombok, Soembawa, Sangean, Inseln in der Seeenge von Sapeh, Flores, Adonara, Lomblen, Ponta; sie bildet die östliche Fortsetzung der Vulkanreihe Java—Sumatra.
2. Ringförmige Vulkangruppe um die Banda-See.

3. Mĕnado-Gruppe, welche sich vom Inselchen Oena-oena in der Tominibucht über die Vulkane in der Minahassa nach der Siau-Sangi-Reihe und weiter nördlich nach den Philippinen erstreckt.
4. Gruppe der Halmahera-Vulkane vom großen Tobelo-Vulkan über den Gang Koenora, Ternate und Tidoré bis an Makian.

Verschiedene dieser Vulkane sind noch tätig oder waren es vor kurzer Zeit, aber auch die anderen, wovon in historischer Zeit keine Ausbrüche bekannt sind, können in Anbetracht ihrer wenig veränderten Eruptionskegel kein hohes Alter besitzen, und ihre Tätigkeit reicht gewiß bis in die rezente Periode.

Zu den quartären Sedimenten auf den Molukken, die nicht höher als ± 200 m ü. d. M. erreichen und, wo nicht vollkommen, doch beinahe horizontal liegen, gehören ein Teil der Terrassenkalke, lose Sandsteine, Breccien und Konglomerate.

Rezente Bildungen sind die in untiefem Meere entstehenden Korallen-, Foraminiferen- und Kalkalgenkalksteine.

Von der Lage des östlichen Archipels zwischen Asien und Australien nebst Celebes und den Timor-Inseln (aber mit Ausschluß von Halmahera—Waigeoe—Neu-Guinea in 200 m und weniger tiefer See) in über 1000 m tiefem Meere mit gleich tiefen Verbindungen mit dem Indischen und Großen Ozean gibt die Karte No. I des Atlas ein besonders klares, übersichtliches Bild. Auf derselben sind durch weiß, hellblau und dunkelblau entsprechend die Meeresgebiete von 0—200 m, 200—1000 m und über 1000 m Tiefe unterschieden und überdies die örtlich bestimmten Meerestiefen in Meter angegeben. So fällt dem Beschauer beim ersten Blick auf die Karte das elliptische Bassin der Banda-See auf, umringt von Inseln, die zum großen Teil aus alten Gesteinen (Schiefer, Perm, Trias, Jura), die hier und da von Kreide und Tertiär bedeckt sind, aufgebaut sind, mit Tiefen von 4000—6500 m, und deren nordwestliche und westliche tiefe Fortsetzungen der Boeroe-See (± 5000 m), Alor-See (3900—4200 m), Flores-See (5100 m), sowie die Tiefenverhältnisse, die den Inselkranz um die Banda-See nach außen umringenden See von Ceram und Arafoera-See und der von letzteren wieder ausgehenden Verbindungen, im Süden nach dem Indischen Ozean durch Timor-See und Savoe-See, im Norden durch die Molukkenstraße mit dem Großen Ozean.

In einem letzten Abschnitt behandelt Verbeek die Frage, wie man sich auf Grund der gegenwärtigen Kenntnisse die Verhältnisse des Archipels in früheren geologischen Perioden vorzustellen hat.

Nicht nur in dem Molukkischen, sondern im ganzen Niederländisch-Indischen Archipel bilden alte Schiefergesteine, die vielleicht z. T. azoisch, z. T. sicher paläozoisch sind, die Basis aller späteren Sedimente. Dieselben wurden mit alten Eruptivgesteinen: Peridotit, Gabbro, Diabas gefaltet, welche letztere ihnen nun als Amphibolite, schieferige Diabase und Tuffe einverleibt erscheinen. Neue Eruptionen, namentlich von Diabas, auch von Granit folgten.

Während auf Sumatra als ältestes Sediment Obercarbon vorkommt, und durch Gleichartigkeit von Fossilien mit solchen des Kohlenkalks der Saltrange in Britisch-Indien, von Westeuropa, der karnischen Alpen und Rußlands eine Seeverbindung in obercarbonischer Zeit von Sumatra über Britisch-Indien nach Europa anzeigt, ist Perm, das auf Sumatra bisher unbekannt ist, die älteste auf den Molukken (Savoe, Roté, Timor, Leti, Loeang, Babar [?], Ambon [?]) nachgewiesene Sedimentärformation. Diese erscheint als Absätze aus untieferem Meere und die Versteinerungen stimmen z. T. mit solchen der Saltrange überein. Die Faltungen der Obercarbonschichten auf Sumatra, vielleicht schon in der permischen Periode, wurden von Eruptionen von Augitporphyriten und Diabasen, die der Permschichten von solchen von Melaphyren und Porphyriten begleitet.

Die Verbreitung teils in untiefer, teils ziemlich tiefer See gebildeter obertriassischer Schichten (Misool, Ceram, Timor, Roté, Savoe, Celebes, Borneo, Sumatra), deren Versteinerungen z. T. mit Triaspetrefakten aus dem Himalaja und besonders aus den Alpen übereinstimmen, deutet auf eine ausgedehnte Transgression in jener Periode. Verf. ist geneigt, auch den von den Sarasin's zur Kreide gerechneten Rottonhornstein von Celebes für triassisch, höchstens jurassisch zu halten.

Rhät ist allein von Sumatras Westküste bekannt, und zwar gleichartig mit solchem auf der Malaiischen Halbinsel und Ober-Burma.

Jurassische Schichten (Unter- und Oberlias, Dogger, Oxford) aus teils untiefer, teils ziemlich tiefer See sind im Archipel sehr verbreitet (Borneo, Celebes, Taliabo, Mangoli, Misool, Neu-Guinea, Boeroe, Ceram [?], Babar, Timor, Roté). Während Verf. es für möglich hält, daß manche Kieselgesteine nur verkieselte Kalksteine sind und dann nicht, wie echte Radiolariten, auf Tiefsee weisen, scheinen die von Molengraaff auf West-Borneo gefundenen, für jurassisch gehaltenen Kieselgesteine echte Radiolariten zu sein.

Ähnlichkeit von Jurafossilien von Taliabo mit solchen von Spiti u. a. O., in Britisch-Indien, sowie der Schweiz und von Schwaben weist auf eine entsprechende Verbindung durch das Oxford-Mittelmeer.

Die Kreideformation ist bekannt auf Sumatra (neocom), Java (cenoman), Taliabo, Mangoli, Neu-Guinea (unterste Kreide), Boeroe (oberste Kreide). Auch hier ist wieder durch übereinstimmende Faunenreste (Spiti, Teschener Schiefer in den Karpathen) das Bestehen der Seeverbindung zwischen den Molukken über Sumatra und Britisch-Indien nach Süd-Europa angezeigt.

Was die Eruptivgesteine der mesozoischen Periode betrifft, so sei an die früher erwähnten alt- und jungmesovulkanischen Gesteine erinnert.

In alttertiärer Zeit fanden bedeutende Veränderungen in der Verteilung von Land und Wasser statt. Borneo, Java, Sumatra tauchten zum großen Teil unter Seeniveau, in untiefem Wasser nahe der Küste und in Busen bildeten sich Sand- und Tonsteine mit Brackwasserfossilien und Kohlenlagen, etwas weiter von der Küste Mergel und Korallenriffe, reich an Discocyclinen und Nummuliten (Java, Borneo, Celebes, Misool, Groß-

Kei, Neu-Guinea, Timor, Rĕndjoewa). Die Nummulitenkalke (auf Sumatra fehlend) dehnen sich von den Molukken westlich über Britisch-Indien nach Süd-Europa und Nord-Afrika aus, östlich nach Neu-Caledonien.

An das Ende der alttertiären Zeit fallen die ersten Einbrüche im Archipel, begleitet von Ausbrüchen von Eruptivgestein, namentlich im Westen, wo Borneo von Celebes durch die sich bildende Straße von Makassar getrennt wurde und Leucitgesteine auf der Westseite von Celebes und im Osten bei Groß-Kei hervorbrachen.

Die jungtertiären Sedimente zeigen ebenfalls den Charakter von Absätzen aus verhältnismäßig untiefer See und gewöhnlich steile Aufrichtung, und sind oft durch Verwerfungen abgeschnitten, wie z. B. an der Ostseite von Saleyer, gegen tiefes Meer.

Die Banda-See entstand durch einen großen elliptischen Einbruch, worauf sowohl die Form der Südostküste von Boeroe und Ceram, als die Lage der kleinen Inseln an der Ostseite der See weisen, und wovon auch West-Ceram (Hoeamoeal) betroffen wurde. Dieser Einbruch erfolgte erst am Ende der miocänen Zeit.

Durch solche Land- und Seebodensenkungen entstanden in miocäner Zeit, namentlich zu Ende derselben, Seen und tiefe Bassins, während altmiocäne Kalksteine und namentlich in der Pliocän- und Quartärzeit allerlei Sedimente, einschließlich miocäne, in geneigten und gefalteten Schichten durch Hebung über dem Seeniveau zum Vorschein kamen, auf welchen jetzt junge Korallenriffe und Mergel in wenig geneigten oder horizontalen Schichten aufgelagert erscheinen. So wird von Verbeek durch Einbruch und Senkung von Erdschollen und deren Seitendruck auf dazwischen (wie Pfeiler oder Horste) stehengebliebene Partien, die dadurch aufgefaltet und mit jüngeren aufgelagerten, mehr oder weniger horizontalen Schichten, letztere ohne Lagerungsstörung, emporgehoben wurden, die große Verschiedenheit erklärt in der Lagerung miocäner, pliocäner und jüngerer Schichten an den meisten Orten, in Verband mit den Einbrüchen und dadurch wieder bedingter Änderung in der Richtung der pressenden und faltenden Kraft.

Überdies fällt in jungtertiäre Zeit das Hervortreten der jungen Vulkane, und bereits am Ende der ältesten Miocänzeit wurde die Seeverbindung zwischen Niederländisch-Indien und Süd-Europa sowohl als auch mit Britisch-Indien aufgehoben.

Kleine Abänderungen in den Konturen von Inseln und Wasserflächen haben auch in der Quartärzeit fortgedauert und finden wohl auch in der Jetztzeit kein Ende. Das Gebiet des Archipels war also schon seit mindestens der Carbonzeit stets vom Meere bedeckt, das aber in früheren Perioden größtenteils von geringer Tiefe gewesen zu sein scheint, und welches während langer Zeit über das Himalaja-Gebiet hin mit Süd-Europa in Verbindung stand und sich nördlich von Australien auch weit nach Osten ausdehnte. Größere und kleinere Inseln gab es stets in diesem Meere, deren Anzahl, Größe und Gestalt aber ebenso wie die Grenzen des Meeres und dessen Tiefenverhältnisse veränderten.

Zum Schluß knüpft Verbeek mit Bezug auf den Niederländisch-Indischen Archipel an die Versuche, wie namentlich von Suess, an, um ein allgemeines Bild von der Zusammensetzung der Erdoberfläche in den verschiedenen geologischen Perioden zu entwerfen. So erwähnt er, daß der Sinoaustralische Kontinent, welcher das Jurameer, die Tethys von Suess, Neumayr's Großes Mittelmeer, nach Osten begrenzen sollte, durch Auffinden von Juraversteinerungen im Archipel unhaltbar geworden ist. Er wendet sich dann zu Haug's Vorstellung, daß die Tethys, wozu auch der Ostindische Archipel gehört, mit einer Geosynklinalen zusammenfällt, kann sich aber nicht damit vereinigen, daß Haug (allein) Borneo zu seinem Sinosiberischen Kontinent zieht, indem er darauf hinweist, daß die stark gefalteten Schiefertonlagen mit Liasammoniten, sowie Molengraaff's Radiolariten tieferes Meer anzeigen; er hält es vielmehr für wahrscheinlicher, daß dort in mesozoischer Zeit verschiedene durch tiefes Meer getrennte Inseln bestanden. Verbeek hält die Schlußfolgerung aus dem Vorkommen jurassischer Schichten an der Westküste Australiens und von jungcretaceischen an der Ostküste von Madagaskar, daß der Alt-Indische Kontinent, welcher die Tethys südlich begrenzte, in der Kreide- und selbst schon in der Juraperiode versunken sei, für unrichtig, indem er darauf hinweist, daß jene Vorkommnisse einerseits durch einen Seearm an der Westseite von Australien in der Juraperiode, anderseits durch einen solchen in obercretaceischer Zeit an der Ostseite von Madagaskar erklärt werden können und daß dann der Alt-Indische Kontinent, zwar durch ersteren Seearm in zwei Hälften geschieden, bis in viel jüngere Zeit fortbestehen konnte. Auch Haug und Lemoine halten die letzten Einbrüche für sehr jungen Datums. Wenn miocäne Schichten auf den Inseln westlich und östlich von der Banda-See als Reste eines in N.—S.-Richtung gefalteten Terrains betrachtet werden, dann schließt das die Wahrscheinlichkeit ein, daß einerseits an Stelle der Banda-See Land bestand, anderseits nördlich von Neu-Guinea eine hypothetische Landmasse vorhanden war, so daß von diesen beiden Landmassen der tangentiale Druck ausging, durch welchen dazwischen die Zusammenpressung und Aufrichtung der eocänen und miocänen Schichten erfolgte. Erst im Beginn der Pliocänzeit fanden die Hauptversenkungen statt, wodurch jene Landmassen in die Tiefe sanken, zwischen welchen dann zwar durch den Tangentialdruck in der sich zusammenziehenden Erdrinde auch Schichten gefaltet wurden, aber Schichten in höherem Niveau nahe der Oberfläche (Korallenkalkformation) dadurch nur vertikal emporgehoben wurden. So kommen denn auch die bis zu einigen hundert Metern über dem Seeniveau terrassenförmig aufgebauten Korallenkalke allein oder wenigstens am besten entwickelt auf Inseln vor, die in tiefem Meere liegen, wie Boeton, Ambon, die Babar-Inseln, Timor, Soemba u. a., während sie auf Inseln in untiefer See, wie auf Sumatra, Java, Bangka, Billiton, Borneo, Neu-Guinea (?) fehlen.

F. J. P. van Calker.

Stratigraphie.

Devonische Formation.

E. Holzapfel: Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devon. A. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart 1907. 231—262.

Seinen Betrachtungen über die verschiedenen Fazies des Devon im Rheinischen Schiefergebirge und den Ardennen legt Holzapfel folgendes Gliederungsschema zugrunde: Unterdevon: Gedinne-Stufe, Siegener Stufe, Unterkoblenz-Stufe, Oberkoblenz-Stufe. Mitteldevon: Eifel-Stufe, Givet-Stufe. Oberdevon: Frasne-Stufe, Famene-Stufe. Die Bezeichnung der Stufen nach Örtlichkeiten typischer Ausbildung hält der Autor für angebrachter als die nach Leitfossilien, deren vertikale Verbreitung wir noch sehr wenig kennen, und die ganzen Schichtenkomplexen gelegentlich vollkommen fehlen. Im rheinischen Devon werden in petrographischer Beziehung drei verschiedene Fazies unterschieden, die schieferige, sandige und kalkige. Die schieferige, in der reinsten Ausbildung als Tonschiefer entwickelt, bildet durch Einschaltung von Kalkknollen und Knollenkalken Übergänge zur kalkigen. Die sandige Fazies ist vorwiegend im Unterdevon verbreitet. Häufig sind die Sande durch kieseliges Zement zu Quarziten verkittet. Übergänge zwischen der schieferigen und kalkigen Ausbildung werden Grauwacken genannt. Die kalkige Fazies weist in Struktur und Beschaffenheit der Kalke große Verschiedenheiten auf. Auch in paläontologischer Hinsicht lassen sich drei Fazies unterscheiden, die wir auf mannigfache Weise mit den petrographischen kombiniert finden. Für die Cephalopodenfazies ist neben den Cephalopoden das Auftreten der sogen. Paläoconchen charakteristisch, während Gastropoden und Brachiopoden zurücktreten. Durch das Vorkommen von Brachiopoden, Einzelkorallen und Trilobiten bilden sich Übergänge zur Brachiopodenfazies heraus. Neben Brachiopoden herrschen in ihr zuweilen Zweischaler vor, besonders in gewissen sandigen Schichten des Unterdevon. Die Korallenfazies ist natürlich an kalkige Ablagerungen gebunden. Am Aufbau der mitteldevonischen Dolomite und Massenkalke beteiligen sich vorwiegend verzweigte Favositiden und Stromatoporiden. Anhäufungen von Crinoiden kommen gelegentlich in allen paläontologischen Fazies vor. Im zweiten Teile der Arbeit wird dann das Auftreten und die Verbreitung der verschiedenen Fazies in den einzelnen Stufen des Devon eingehend besprochen. Im wesentlichen auf bekannten Tatsachen basierend, erhalten wir einen guten Überblick über die komplizierten Faziesverhältnisse des rheinischen Devon, die der Klarstellung der Schichtenfolge so lange erhebliche Schwierigkeiten in den Weg legten. H. Gerth.

A. Fuchs: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein, nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevon mittelrheinischer Fazies und die Faziesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevon. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1907. 96—119.)

Nach einer ausführlichen, tabellarischen Übersicht über die Gliederung des mittelrheinischen Unterdevon verteidigt Fuchs die von ihm schon früher gegebene Einteilung des Hunsrückschiefers und des Unterkoblenz. Besonders die Lagerungsverhältnisse veranlassen den Autor, die Zone des *Spirifer mediorhenanus, Sp. assimilis* und der Haupt-*Reticularis*-Bänke, Bornicher Horizont, in das Liegende der Unterkoblenzschichten zu stellen und nicht einfach für ein Äquivalent der Unterkoblenzschichten zu halten, wie Holzapfel es will. Auch die von dem Verf. nachgewiesenen zahlreichen Porphyr- und Diabasgänge im Loreleigebiet haben in neueren Darstellungen nicht die richtige Würdigung erfahren. An der Hand eines schematischen Querprofils von Wellmich bis nach dem Galgenkopf bei der Lorelei lernen wir die Einlagerung der Porphyroide, Diabase und fossilführenden Horizonte in die Unterkoblenzschichten kennen. Die zuerst von Holzapfel erkannte Einlagerung des fossilreichen Porphyroid vom Weißestein bei Singhofen in die Unterkoblenzschichten kann Fuchs gegenüber den Behauptungen von Frech und Kayser nur bestätigen. Auch im östlichen Taunus liegen die Porphyroide nicht an der Basis der Unterkoblenzschichten. Durch die große Überschiebung, die auf dem Hauptkamm des Taunus entlang läuft, ist hier Gédinien direkt auf die Porphyroidzone geschoben, in deren Norden dann tiefere Schichten des Unterkoblenz auftreten. Was die Faziesverhältnisse im rheinischen Unter- und Mitteldevon anbelangt, so unterscheidet Fuchs das mittelrheinische, das Eifeler, das Siegener, das hessische und das sauerländische Faziesgebiet.

H. Gerth.

A. Denckmann: Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. Berlin 1906. 1—19.)

W. E. Schmidt: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes, wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 und 1906. (Ibid. Berlin 1907. 429—456.)

A. Denckmann: Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreis Olpe. Festschr. A. v. Koenen. Stuttgart 1907. 263—276. 1 Karte.

Zu beiden Seiten des Rheins bis tief in den Westerwald und Siegerland einerseits, Eifel und Ardennen anderseits, dehnt sich jener mächtige Komplex von Tonschiefer, sandigen Schiefern und Sandsteinen aus, der

zusammenfassend gewöhnlich als Siegener Schichten bezeichnet wird. Die Armut an Fossilien und die petrographische Einförmigkeit hat lange Zeit einer stratigraphischen Gliederung den größten Widerstand bereitet, und es ist Denckmann's Verdienst, dieses für den Geologen so spröde Gebiet in Angriff genommen zu haben. Schon früher sind Einteilungen und Altersbestimmungen einzelner fossilreicher Schichten versucht worden. Da aber Fossilien ganzen Schichtserien vollkommen fehlen und wir vor allem über die vertikale Verbreitung der Faunen noch sehr wenig wissen, hat Denckmann, ausgehend von der Umgebung von Siegen, eine sich vorwiegend auf den petrographischen Habitus der Gesteine stützende Einteilung vorgenommen, die allerdings vielleicht nur ein Provisorium ist. Er teilt die Siegener Schichten von oben nach unten in 6 Horizonte: 1. Herdorfer Schichten. 2. Rauhflaserige Grauwackenschiefer, eingelagert sind die Seifener Schichten s. str. Drevermann's. 3. Tonschiefer. 4. Mildflaserige Grauwackenschiefer. 5. Bandschiefer. 6. Odenspieler Grauwacke. Die Fossilien der einzelnen Horizonte sind von W. E. Schmidt bestimmt und zusammengestellt worden. Es ergibt sich die bei der faziellen Eintönigkeit des Schichtenkomplexes nicht wunderbare Tatsache, daß die Horizonte Denckmann's sich faunistisch nur schwer charakterisieren lassen. *Rensselaeria crassicosta,* das eigentliche Leitfossil der Siegener Schichten, ist nur in den drei tieferen Horizonten häufig, während in den oberen *Spirifer primaevus* vorherrscht. Die Tektonik des Siegerlandes im Norden der Sieg zwischen Siegburg und Siegen erläutert uns Denckmann an der Hand einer geologischen Übersichtskarte im Maßstabe 1 : 500000. Ein durch drei Spaltensysteme zerhacktes Schollenland aus Gédinien und Siegener Schichten ist längs einer der Sieg annähernd parallel laufenden Linie nach Norden auf mitteldevonische Lenneschiefer und Koblenzschichten geschoben. Denckmann unterscheidet zwei Störungsgruppen. In der älteren faßt er die devonischen Spateisengänge, die carbonische Faltung und die damit zusammenhängende Überschiebung zusammen. Wenn Verf. die geringen Faltungs- und Druckerscheinungen, die das Gebirge auf große Strecken hin aufweist, auf den Widerstand der Spateisengänge zurückführen will, so kann ihm Ref. nicht beistimmen angesichts der bruchlosen Faltung, die selbst mächtige Gänge a. a. O. erfahren haben. Unter den Störungen der jüngeren Gruppe treten die Querverwerfungen am meisten hervor. Sie zerlegen das Gebiet in eine Reihe von Gräben und Horsten und verschieben auch die Überschiebungslinie um nicht unerhebliche Beträge. Für ihr Alter glaubt Denckmann darin einen Anhaltspunkt zu finden, daß er sie mit den jungtertiären, vulkanischen Erscheinungen des Siebengebirges und des Westerwaldes in Zusammenhang bringt. H. Gerth.

Tertiärformation.

A. Rutot: Sur l'âge des dépots connus sous les noms de sable de Moll, d'argile de la Campine, de cailloux de quartz blanc, d'argile d'Andenne et de sable à facies marin noté Om dans la légende de la carte géologique de la Belgique au 40000e. (Mém. Classe d. Sc. Acad. roy. de Belgique. (2.) 2. 1908.)

Die reinen, weißen Quarzsande von Moll und die Tone der Campine waren sehr verschieden gedeutet worden, zuletzt als unteres Quartär. Für die Wasserversorgung von Brüssel sind nun Bohrlöcher bis zu 30 m und mehr niedergebracht worden, deren Profile mit Aufschlüssen über Tage und mit denen tiefer Bohrlöcher im holländischen Limburg verglichen werden. Es ergibt sich, daß die Sande Om denen von Boncelles entsprechen, welche in ihrem oberen Teile eine Oberoligocän-Fauna enthalten und auf schwarzen Feuersteingeröllen mit „Eolithen" liegen (Fasnien-Rutot's). Im oberen Teile der Sande finden sich in Linsen die plastischen Tone von Andenne mit Pflanzenresten des „Aquitanien". Die tiefen Bohrungen im holländischen Limburg trafen über dem Boldérien glaukonitische, fossilarme Sande, welche zum Poederlien gerechnet werden (während dieses in der Campine über dem Diestien liegt), und darüber die Milchquarzgerölle, sogen. Kieseloolithe, welche nach oben durch Wechsellagerung in die groben Sande von Moll und in den plastischen Ton von Tergelen übergehen, zuweilen mit Ligniten und Baumstämmen. Die Sande von Moll, der Ton der Campine und von Tergelen, sowie die Milchquarzgerölle bilden einen Komplex mit verschiedenen Kombinationen dieser 3 Gesteine, doch so, daß die Milchquarzgerölle gewöhnlich zu unterst, oder wenn das marine Poederlien fehlt, auf seiner Unterlage liegen, wie bei Boncelles auf dem Oberoligocän, auf Auswaschungen desselben. Die Sande von Moll liegen aber als dicke Linse ganz oben in den marinen Sanden des Poederlien. Im Ton von Tergelen und von Ryckevorsel sind Tier- und Pflanzenreste vorgekommen, welche dem Poederlien, dem Schluß des Mittelmiocän zugerechnet werden, und darüber folgt wieder über etwas Geröllen mariner Sand, welcher zum Amstelien Harmer's gestellt wird, also Oberpliocän. Das Caldisien wird als unteres Poedelien noch zum mittleren Pliocän, das Diestien zum unteren Pliocän gezogen, zum oberen Miocän das Boldérien, so daß das mittlere und untere Miocän fehlen würden. [Immerhin scheint es denkbar, daß die Quarzschotter von Boncelles z. T. dem unteren Miocän angehören, gleich solchen des Rheintales. Ref.] **von Koenen.**

H. Brockmeier: Ein neuer Tertiäraufschluß und eigenartige diluviale Bildungen von M.-Gladbach. (Ber. über d. Versamml. d. Niederrhein. geol. Ver. Sitz.-Ber. d. Naturhist.-Ver. Bonn 1908. D. 37.)

Bei der Kanalisation von M.-Gladbach sind unter dem feuersteinhaltigen Diluvium weiße und rote (wohl eisenschüssige) Sande und eine feste Bank mit Abdrücken von Fossilien aufgeschlossen worden, ähnlich den Vorkommen von Gerresheim, Erkrath und Waldhausen [also wohl oberoligocän, Ref.], doch soll die Fauna in den westlich, wesentlich tiefer liegenden Bänken in Waldhausen verschieden sein.

von Koenen.

P. Destiner: Comparaison de la Faune des sables de Boncelles avec celle de l'Oligocène supérieur de Westphalia. (Ann. Soc. géol. de Belgique. **36**. Bulletin p. 47.)

Es wird eine Liste von 15 Arten aus den Sanden von Boncelles mitgeteilt, durchweg Formen des Oberoligocän, ebenso wie solche von Erkrath bei Düsseldorf, die von Piedboeuf gesammelt wurden.

von Koenen.

E. Delheid: Quelques fossiles bruxelliens de la région de Waterloo. (Ann. Soc. royale Zoologique et Malacol. de Belgique. **43**. 3. 184. 1908.)

Bei Fonteny ist ein 60 cm langes Rostrum von *Pristis Lathami* Gal. gefunden, ein kleineres bei Maransart, ferner *Myliobatis striatus,* und bei Plancenoit ein 50 cm langes Exemplar von vermutlich *Emys Camperi* Gray, endlich bei Belle-Alliance ein Rostrum von *Coelorhynchus rectus* Ag., welches mindestens 1 m lang gewesen sein muß.

von Koenen.

J. Deprat: Le Nummulitique de la Pta. del Fornello (Corse). (Compt. rend. Séances S. géol. de France. 1909. 3. 1. Févr.)

Die Nummulitenschichten liegen an der Pta. del Fornello bei 1930 m Höhe und zeigen klar folgendes Profil: Über 1. inkonglomeraten kristallinische Eruptivgesteine liegen 2. dunkle Stinkkalke mit Quarzkörnern, *Nummulites crassus, N. striatus, N. Brongniarti,* seltenen Assilinen und *Orthopragmina sella.* 3. Schwarzer Kalk, erfüllt von *Assilina exponens.* 4. Mächtige, weiße, homogene Kalke, erfüllt von Lithothamnien und *Nummulites variolarius,* unten mit *N. crassus, N. striatus, N. contortus, Alveolina oblonga,* oben mit *Nummulites Rosai* und *N. vascus;* die Assilinen verschwinden ganz, aber Orthophragminen sind wohl vertreten durch kleinere Discocyclinen, *Orthophragmina discus, O. varians, O. nummulitica, O. strophiolata, O. Archiaci, O. dispansa.* Diese Kalke würden also entsprechen dem Anversien und Bartonien s. str. und unten wohl dem oberen Lutétien. Darüber folgen Schiefer und Sandsteine des Flysch.

von Koenen.

O. Couffon: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. I. Étage Redonien, Gisement de Saint-Clément-de-la-Place. (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. 1902.)

Zwischen Felsen und Brocken von Granit finden sich fossilienführende Sande nordöstlich von Saint-Clément. Nach Besprechung der früheren Literatur werden die dort gefundenen Arten aufgeführt, kurz beschrieben und z. T. (13) auf einer Lichtdrucktafel abgebildet. Viele davon wurden von Millet de la Turtandière 1854 benannt; neu benannt werden *Sphenotrochus Bouveti, Sph. tonsuratus, Sph. cicatricosus, Trivia recta, Trochus Clementinus.* von Koenen.

O. Couffon: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. II. Étage Pontilevien, Gisement de Haguineau. (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. 1903.)

Auf Cenomansandstein liegen bei Haguineau, 4 km nordöstlich Brissac, harte, gelbliche Kalke, welche fast ganz aus Bruchstücken von Bryozoen bestehen, von denen 36 Arten aufgeführt werden neben 8 Echinodermen, einer Anzahl Brachiopoden, Mollusken, Fischen, *Anchitherium Bairdi, Mastodon angustidens, Merycopotamus dissimilis, Halitherium Cuvieri.* Eine Übersichtstabelle zeigt das sonstige Vorkommen der einzelnen Arten. Zum Schluß ein Literaturverzeichnis. von Koenen.

O. Couffon: Contribution à l'Étude des faluns de l'Anjou. III. Miocène supérieur. Gisement des Pierres Blanches près Chalonnes. (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. 1904. 34.)

Bei Chalonnes liegen auf Devonkalke sehr feine Sande, erfüllt von meist recht kleinen Fossilien und mit harten, dünnen Kalkplatten, von Desmazières etc. dem Mittelmiocän zugerechnet. Es werden jetzt mit kurzen Beschreibungen die dort gefundenen 119 Arten Fossilien aufgeführt und auf einer Lichtdrucktafel meist vergrößert abgebildet, als neue Art *Puncturella Davyi.* Eine Tabelle zeigt das Vorkommen der Arten an verschiedenen Fundorten, und zum Schluß folgt ein Literaturverzeichnis. von Koenen.

O. Couffon: Le Miocène en Anjou. (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. 1907. 3.)

Es wird die Verbreitung des Miocän besprochen, das Falunien D'Orbigny 1. als Pontilévien, fossilreiche, grobe Quarz- und Kalksande, aus denen zahlreiche Fossilien, besonders Gastropoden aufgeführt werden, 2. als Savignéen, feinkörnige Kalke, aber auch Quarzsande mit Mollusken, Bryozoen, Echiniden, Fische, *Halitherium* und Säugetieren, deren Liste

folgt. Das Redonien besteht aus roten, entkalkten Sanden oder auch kalkigen Sanden mit reicher Fauna, größtenteils von Mollusken, neben Bryozoen und Korallen, welche ebenfalls aufgezählt werden.

von Koenen.

O. Couffon: Le Miocène en Anjou (Supplément). (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. **37**. 49.)

Zu den Listen von Fossilien des Falunien (Pontilévien und Savignéen) sowie des Redonien werden zahlreiche Nachträge anderer Arten geliefert und für bereits angeführte noch neue Fundorte; endlich eine ganze Reihe von MILLET gegebener Namen als Synonyme zu anderen Arten gestellt resp. berichtigt. von Koenen.

O. Couffon: Le Bartonien supérieur (Marinésien) en Anjou. (Bull. Soc. d'Ét. Sc. d'Angers. **37**. 37. 1908.)

Süßwassermergel und mürbe bis harte Kalke, oft auch Mühlsteinkiesel haben im östlichen Anjou größere Verbreitung und werden näher beschrieben; sie enthalten namentlich *Lymnaea longiscata, Planorbis* sp., *Paludina ventricosa* MILLET, *Cyclostoma mumia, Melania granulocostata* MILLET, *Potamides* sp., *Cyclas* sp., *Dreissena assimilata* MILLET etc. Dazu kommt von einem neuen Fundort *Lymnaea pseudopyramidalis* DOLLF., *Nystia microstoma* DESH. und *Bithinella pyramidalis* SBG. Endlich werden die verschiedenen Deutungen der Schichten durch ältere Autoren besprochen. von Koenen.

O. Couffon: Sur quelques Crustacés des faluns de la Touraine et d'Anjou. (Feuille des Jeunes naturalistes. **39**. Nr. 457 et 458.)

Es werden 6 Arten aus den miocänen Sanden der Touraine und Anjous besprochen und auf einer Doppeltafel abgebildet: *Maja Orbignyana* MILLET, *Neptunus* aff. *Monspeliensis* M.-EDW., *Scylla Michelini* M.-EDW., *Titanocarcinus pulchellus* M.-EDW., *Cancer Deshayesi* M.-EDW. und *C. Sismondae* MEYER. Dann folgt eine Liste von 81 miocänen Arten von Crustaceen und ein Literaturverzeichnis. von Koenen.

Quartärformation.

J. Fenten: Untersuchungen über Diluvium am Niederrhein. (Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. **65**. (1908.) 163—199. Taf. V. 1909.)

Verf. prüft und bestätigt die von STEINMANN in seiner Arbeit „Über das Diluvium am Rodderberge“ vorgenommene Parallelisierung zwischen

dem oberrheinischen und dem niederrheinischen Diluvium durch Untersuchungen über Flußterrassen und Lößablagerungen im und am Rheintale von der Gegend von Bacharach bis zu der von Bonn. Er unterscheidet in dem von ihm untersuchten Gebiete 5 Terrassen, die ein verschieden starkes Gefälle besitzen und deren Oberflächen 273—105, 213—111, 160—53, 50—22 und 15—9 m über dem Rhein liegen. Diese Terrassen werden als pliocäne Kieseloolithschotterterrasse, Deckenschotterterrasse, Hochterrasse, Mittelterrasse und Niederterrasse bezeichnet. Die Deckenschotterterrasse ist die Hauptterrasse im Sinne Philippson's und Kaiser's, die Hoch- und die Mittelterrasse bilden zusammen die Mittelterrassen Kaiser's. Die Deckenschotter sind durch besonders intensive Verwitterung ausgezeichnet. An einer ganzen Reihe von Profilen wird das Vorkommen von älterem und jüngerem Lösse aufgezeigt. In einem derselben, bei Bahnhof Witterschlick, erfährt der ältere Löß durch eine Lehmzone eine Zweiteilung. An mehreren Stellen wird grauer, humoser Löß mit viel Schnecken und Pflanzenresten, ähnlich dem bekannten Vorkommen von Merzhausen bei Freiburg i. Br., an der Basis des jüngeren Lösses nachgewiesen. Die graue Farbe dieses Lösses soll die ursprüngliche sein. Auf der Niederterrasse liegt höchstens „Decklehm und dejektiver Löß", auf der Mittelterrasse nur jüngerer Löß und auf der Hochterrasse und den älteren Terrasssen sowie den älteren Gesteinen oberhalb der Niveaus der Mittelterrasse jüngerer und älterer Löß. Die Auflagerung des älteren Lösses auf die Hochterrasse und die des jüngeren Lösses auf die Mittelterrasse wird als konkordant bezeichnet. An zwei Stellen jedoch tragen die Schotter der Mittelterrasse unter dem aufgelagerten jüngeren Lösse eine 3—4 m mächtige Verwitterungsrinde [welche nach der Meinung des Ref. ein Effekt der I. Waldphase der letzten Interglazialzeit ist]. Die in der angewandten Bezeichnungsweise zum Ausdruck kommende Parallelisierung der niederrheinischen Diluvialterrassen mit den oberrheinischen wird in erster Linie dadurch begründet, daß die niederrheinischen Terrassen genau die gleichen Beziehungen zu den beiden Hauptlößformationen aufweisen wie die oberrheinischen. Wüst.

G. Compter: Das Diluvium in der Umgegend von Apolda. (Zeitschr. f. Naturwiss. **80.** 1908. 161—217. Taf. III.)

Verf. gibt eine eingehende Darstellung seiner Beobachtungen über das Diluvium der Umgegend von Apolda.

Von nordischen Glazialablagerungen sind nur spärliche Reste in Gestalt von — lokal gehäuften — Geschieben vorhanden.

Die Flußablagerungen führen durchweg nordisches Gesteinsmaterial und sind demnach jünger als die Vereisung der Gegend. Sie stellen meist Ablagerungen der Ilm, z. T. auch solche des Herressener Baches dar und verteilen sich auf eine obere und eine untere Terrasse, deren Schotter zwischen 12 und 33 (meist um 20) bezw. zwischen 5 und 10 (meist um 5) m

über der heutigen Talsohle liegen. Sie haben nur wenige genauer bestimmbare Säugetierreste, dafür aber ein ganz stattliches Konchylienmaterial geliefert, welches auf p. 172—173 in einer übersichtlichen Tabelle — meist nach Bestimmungen von Wüst — zusammengestellt ist. Diese Tabelle umfaßt die Konchylienbestände von 22 Ablagerungen, von denen 12 der oberen und 10 der unteren Terrasse angehören. Die Zusammensetzung der Bestände weist mit Bestimmtheit auf interglaziales Klima hin. Einige der fossilienführenden Flußablagerungen verdienen besonders hervorgehoben zu werden. Eine Ilmablagerung der unteren Terrasse am Mädchensee enthält u. a. *Daudebardia rufa* Fér., *Hyalinia subrimata* Reinhardt, *Patula solaria* Mke. sp., *Helix obvoluta* Müll., *Acme polita* Hartm., *Belgrandia marginata* Mich. sp. und *Elephas antiquus* Falc., also einen Fossilienbestand ähnlich demjenigen der unteren Travertine der Gegend von Weimar, welche der I. Waldphase der III. [Riß-Würm-]Interglazialzeit angehören. Mehrere Ablagerungen haben *Corbicula fluminalis* Müll. sp. nebst anderen auch sonst in Mitteldeutschland mit dieser Muschel vergesellschafteten Konchylien geliefert. Diese *Corbicula*-führenden Ablagerungen gehören teils der unteren, teils der oberen Terrasse an. [Die Ablagerungen der oberen Terrasse gehören offenbar wenigstens z. T. der II. oder Mindel-Riß-Interglazialzeit an. Ihnen dürften auch die von Pohlig aus der Gegend von Apolda bis Sulza angegebenen Reste von *Elephas Trogontherii* Pohl. entstammen. Diese Reste von *E. Trogontherii* Pohl. wären dann mit denjenigen von Nichteritz und Vieselbach und nicht, wie ich früher einmal angenommen habe, mit denjenigen von Süßenborn gleichalterig. Ref.]

An einer Reihe von Stellen sind Kalktuffstücke aus dem Acker ausgepflügt worden. Diese Kalktuffe haben nur wenige und nichtssagende Fossilien geliefert. Ihre Altersbeziehungen zu den Flußterrassen sind nicht sicher ermittelt.

Löß ist im Gebiete verbreitet und kommt auf beiden Flußterrassen vor. Zwischen Niederroßla und Zottelstedt findet sich in höherem Niveau als die obere Terrasse ein schönes Lößprofil, in dem Wüst älteren und jüngeren Löß im Sinne der oberrheinischen Geologen erkannt hat.

Ein sauberes Kärtchen im Maßstabe 1 : 50000 stellt die Verbreitung der behandelten Ablagerungen dar. Wüst.

Fr. Haas: Ein neuer fossiler *Unio*. (Nachrichtsbl. d. d. malacozool. Ges. 40. 1908. 177—178.)

Die von Sandberger für *Unio litoralis* Lam. gehaltene Muschel aus den Mosbacher Sanden wird für von diesem „im Schloß total verschieden“ erklärt und als neue Art unter dem Namen *Unio Kinkelini* beschrieben. Wüst.

G. Lagerheim: Om lämningar af Rhizopoder, Heliozoer och Tintinnider i Sveriges och Finlands lakustrina kvartäraflagringar. (Mit einer deutschen Zusammenfassung.) (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **23**. 1901. 469—520. 6 Fig.)

In den meisten untersuchten Proben von Gyttja und Torf fand Verf. bestimmbare Reste von Protozoen, und zwar 38 Rhizopodenformen, eine Heliozoe *(Clathrulina elegans)* und eine Titinnide *(Codonella cratera)*. Von den ersteren wanderten *Difflugia acuminata, D. constricta, D. globulosa, D. olliformis* n. sp., *Lecquereusia spiralis, Centropyxis aculeata, C. laevigata* und *Quadrula subglobosa* n. sp. in Schweden vor dem Ende der subarktischen Periode ein.

Während der atlantischen Periode scheint die Rhizopodenfauna um mehrere Arten bereichert worden zu sein: um *Arcella vulgaris, discoides, hemisphaerica, microstoma, Difflugia amphora, avellana, fallax, lobostoma, marsupiformis, pyriformis, Solowetzkii, Heleopora patricola, Hyalosphenia elegans, Nebela collaris, flabellulum, Quadrula symmetrica, Assulina minor* und *Euglypha alveolata*, doch kann diese anscheinende Bereicherung auch durch die größere Anzahl aus atlantischen Ablagerungen untersuchter Proben bedingt sein.

Erst in subborealen oder subatlantischen Ablagerungen treten *Arcella catinus, Heleopora rosea* und *Hyalosphenia Papilio* auf. In Kalkgyttja wurden nur wenige Arten gefunden, darunter auch die beiden neuen obenerwähnten Formen, desgleichen in Brackwasserablagerungen nur wenige Arten, Nebeliden nur im Torf oder in den obersten Schichten der Gyttja.

Die Heliozoe und Titinnide traten erst in atlantischen Ablagerungen auf.

Gleichzeitig mit den Protozoen oder schon früher trat in den meisten Seen auch ein Phytoplankton auf. **R. J. Schubert.**

G. Lagerheim: Om *Quadrula subglobosa* Lag. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **24**. 1902. 346—352. 6 Fig.)

In 17 Proben von Kalkgyttja aus Schonen, Småland, Westergötland, Öland, Gotland und Upland wurde *Quadrula subglobosa* im Verein mit *Difflugia olliformis* und anderen kalkliebenden Protozoen gefunden, in kalkfreien Ablagerungen dagegen vergeblich gesucht.

Diese Art ist schon aus der subarktischen Periode der *Ancylus*-Zeit bekannt und bis in die subboreale oder subatlantische Periode der *Litorina*-Zeit nachgewiesen; rezente Vorkommen derselben wurden nicht bekannt.

Quadrula subglobosa ist am nächsten mit *Q. globulosa* Pen. verwandt, mit der sie in der Gestalt und unregelmäßigen Anordnung der Plättchen übereinstimmt; sie unterscheidet sich von derselben anscheinend nur durch die Lebensweise und den Kalkgehalt der Plättchen, wodurch sie von sämtlichen näher bekannten Süßwasserrhizopoden abweichen soll.

R. J. Schubert.

T. Mellard Reade: Postglacial beds at Great Crosby, as disclosed by the new outfall Sewer. (Proc. Liverpool Geolog. Soc. 1907/08. 242—261.)

Ein für das Stadtgebiet von Great Crosby angelegter Kanal ließ unter dem Flugsand der Küstengegend postglaziale Torf-, Sand- und Schlammschichten erkennen, deren lokal und in manchen Schichten reichlich vorhandene Foraminiferen von J. Wright untersucht wurden. Nebst allgemein verbreiteten Formen konnten auch einige interessante Arten gefunden werden, so *Verneuilina pygmaea*, *Bulimina elongata*, *Lagena fimbriata*, *Globigerina aequilateralis* und *Nonionina orbicularis*.

R. J. Schubert.

Paläontologie.

Allgemeines.

Fr. v. Nopcsa: Ideas on the origin of flight. (Proc. of the Zool. Soc. of London. 1907. 223—236. 9 Textfig.)

Die seitherige Auffassung, daß alle fliegenden Vertebraten, wie Pterosaurier, Fledermäuse und Vögel, auf ähnlichem Wege entstanden seien, hält Verf. für unrichtig; er macht auf den Unterschied zwischen dem durch Stützen getragenen Patagium und dem mit Federn besetzten Flügel aufmerksam. Flügel und Patagium seien vom mechanischen Standpunkte zwei völlig verschiedene Organe.

Bei Pterosauriern und den aktiv fliegenden Mammalia, welche im Bau einzelner Organe in gewisser Hinsicht einige übereinstimmende Merkmale aufweisen, sind beide Extremitätenpaare infolge Entwicklung eines Patagiums zuerst in ganz gleicher Weise zum Fluge herangezogen und deßhalb auch zur Fortbewegung auf dem Erdboden gleich untauglich geworden. Pterosaurier und fliegende Säuger stammen beide von vierfüßigen kletternden Baumbewohnern ab. Im Verlaufe der Entwicklung trat bei den Pterosauriern höhere Spezialisierung ein, wie wir sie z. B. bei den jüngeren Formen finden. Die ganze Ordnung der Chiropteren machte im Laufe der Entwicklung des Flügels zuerst ein *Pteromys*- und *Galeopithecus*-ähnliches Fallschirmstadium durch.

Die Dinosaurier stammen wahrscheinlich alle von Formen ab, welche auf den Hinterbeinen gingen; die zahlreichen an die Vögel erinnernden Merkmale sind nur durch die Anpassung an den Gang auf zwei Beinen hervorgerufen.

Die Vögel entstanden aus dinosaurierähnlichen, auf den Hinterextremitäten sich fortbewegenden, langschwänzigen Reptilien, bei welchen die Vorderextremität infolge rudernder, flatternder Bewegungen in der Luft während des raschen Laufens auf den Hinterbeinen (ähnlich wie das z. B. die Gans tut, wenn sie zum Fluge anheben will), allmählich sich zu Flügeln umwandelten, ohne daß jedoch die Gehfähigkeit am Boden beeinträchtigt wurde.

Der dreizehige Fuß der im ersten Stadium aktiven Fluges befindlichen *Archaeopteryx* ist ein Beweis für bipedalen Gang oder für hüpfende, springende Fortbewegung dieses Vogels. Der Grund, warum die Vögel über alle anderen Rivalen im Reiche der Lüfte den Sieg davontrugen, liegt darin, daß sie, neben der Flugfähigkeit, auch die Fähigkeit sich am Boden fortzubewegen beibehalten haben. **Plieninger.**

Prähistorische Anthropologie.

M. V. Commont: Les industries de l'ancien Saint-Acheul. (L'Anthropologie. 1908. 527—572. Zahlr. Abbild.)

Erdarbeiten bei Ausführung eines größeren Baues gaben Gelegenheit, die geologische Gliederung des Diluviums und die Folge der Industrien ganz in der Nähe der alten klassischen Fundstellen zu kontrollieren, die Lyell, Prestwich u. a. benutzt haben. Der Aufsatz ist sowohl für das Verständnis des dortigen Diluviums wie für die Kenntnis der älteren Paläolithik sehr wertvoll.

Das vollständigste Profil der neuen Grabung zeigt:

1. Ackererde 30 cm.
2. Roter, toniger Sand (sable des fondeurs, Formsand) 30 cm.
3. Hellgelblicher Lehm (terre à pipes der Arbeiter) mit Schnecken 30 cm.
4. Gelber, kalkhaltiger Sand 30 cm.
5. Weißer, reiner Sand 40 cm.
6. Mischung von Sand, Kreide und Feuerstein in ganzen Knollen und Splittern 1 m.
7. Mergelige Kreide.

Von diesen Schichten keilen aber mehrere am Gehänge aus und es bleiben dann wesentlich nur 2 Schichten übrig.

Unten ein Gemenge von Kreidebrocken, Silex und kalkhaltigem Sand, mit Linsen eines sehr feinen Sandmergels.

Darüber lagert rotbrauner Sand, mit Feuersteinen, der in das untere Lager taschenförmig eingreift. Die Auslaugung der Kreidebrocken scheint ein Nachsitzen und Senken der oberen Sande veranlaßt zu haben.

Dieser obere, rote, lehmige Sand entspricht den mittleren Schichten des Quartärs in den vollständigeren Profilen auf der Höhe; Ergeron und Ziegelerde (terre à briques) fehlen auf diesem Teil des Gehänges, sind aber an anderer Stelle vorhanden. Hieraus erklären sich die Differenzen in den Profilen von Rigollot, Lyell, Prestwich u. a. Wenn bei diesen öfters die Rede davon ist, daß die „Beile“ nur in den unteren Schichten gefunden würden, so liegt das einmal daran, daß der obere fuchsige Sand damals wenig erschlossen war und nur als Abraum abgefahren wurde, daß ferner die Arbeiter noch jetzt häufig die Artefakte (und Fälschungen!) in den Kies einwühlen, um sie vor den Augen der Besucher zu „finden“, und daß in früherer Zeit das Bestreben bestand, die Funde aus möglichst

alten Schichten zu bekommen. Tatsächlich sind jetzt Acheul-Beile auch in den oberen Lagen gefunden.

Bei St. Acheul kann man 3 Terrassen des Tales unterscheiden. Die alten Lokalitäten liegen auf der mittleren Stufe und sind in 2 Fazies entwickelt; die einen zeigen sämtliche Schichten, in den anderen verliert sich der Ergeron mehr oder weniger. Profile und Pläne verdeutlichen diese Angaben; die alten Profile von Rigollot und Prestwich werden reproduziert. Faßt man alles zusammen, so ergibt sich folgende Serie:

A'. Humus, Ackererde und verwaschene terre à briques. Neolithische Industrie.

A. Unversehrte terre à briques (Verlehmung des jüngeren Löß). Industrie mit paläolithischen Klingen, ältere Renntierzeit.

B. Ergeron = jüngerer Löß („argile" der Arbeiter) mit eingeschalteten Geröllzonen. Die obere derselben lieferte Artefakte, d. h. grobe Absplisse und Späne, ohne „coups de poing", die mit Fragezeichen als „Moustérien" bezeichnet werden.

C. Kieszone mit nicht abgerollten Silex und tertiären Geröllen.

B'. Sandige Letten, tiefer gefärbt als B (als schlechte Ziegelerde verwendet).

C'. Kieszone wie C. Beide Kieszonen haben ein Moustérien geliefert mit Schabern und Spitzen. Einige coups de poing sind noch beigemischt, berechtigen aber wohl kaum, von einem „Pré-moustérien" zu sprechen.

D. Roter, sandiger Mergel (= limon fendillé = sable des fondeurs = diluvium rouge). Möglicherweise Verlehmungszone eines älteren Lösses. Industrie: Oberes Acheuléen; die schönen coups de poings sehr glänzend, mit weißer Patina, auch kleine Geräte.

D'. In E. eingesenkte Taschen, voll Silex und Tertiärgeröllen, durch braunen, sandigen Ton (bief) verbunden. Industrie: Altes Acheuléen. Die mandelförmigen Geräte rötlich, ohne Patina. An Stelle dieser Sande und Kiese tritt zuweilen ein sandig-mergeliges Lager auf, mit kalkigen Konkretionen, das als fraglicher Rest eines alten Lösses genommen wird.

E. Heller Lehm.

E'. Hellgelber sandiger Mergel (terre à pipe der Arbeiter) = sable gras bei de Mercey. Oben mit Landschnecken, unten sandiger und mit zahlreichen Land- und Flußschnecken.

F. F'. Grober, heller fluviatiler Sand mit Kiesstreifen = sable aigre. Industrie: Chelléen; coups de poing, Geräte mit Talon, auch kleinere Instrumente.

L. Untere Grande; die Silex mit abgenutzten Kanten, große, ganze Feuersteinknollen aus der Kreide, Blöcke von Tertiärsandstein. Industrie: Grobe coups de poing mit beibehaltener Rinde, kleine Instrumente.

Von den Rigollot'schen Profilen zeigt eines die Lagen A, B, C, D, D', E, F und L, das andere A, B, C, D, E, F, L. Prestwich verzeichnet

in einem Profil A, B, C, B', C', D, F, F', L (und noch ein in L eingekeiltes F''), in einem anderen nur A, D, D', E', L. Über der mittleren Terrasse tritt noch eine höhere Stufe auf; zwischen beiden streicht anstehende Kreide aus. Hier lagen die Gruben von Fréville. Die unteren Grande waren hier sehr arm an Artefakten, während die mittleren sehr viele Acheuléen-Beile geliefert haben. Auch auf der niederen Terrasse sind neuere Einschnitte gemacht, welche Silex geliefert haben, wiederum grobe coups de poing im unteren Grande, Acheuléen-Mandeln im roten Lehm, im Abraum allerlei Industrien gemischt.

Die Kenntnis der Fauna ist durch die neuen Grabungen nicht wesentlich bereichert (Pferde- und Rinderzähne). In 150 m Entfernung fand aber Breuil einen Molar des *Elephas antiquus* im unteren Grand. Auch die entsprechende Lage in der Grube Tellier (bei 43 m) hat einen Stoßzahn (unbestimmt) geliefert, während zwei Molaren von *E. antiquus* in den roten sandigen Schichten über dem Kies gefunden sind. Im Musée Saint Germain liegen sowohl Zähne von *E. antiquus* wie von *E. primigenius* aus St. Acheul, leider ohne nähere Bezeichnung der Schicht. Lyell gibt an, daß er bei St. Acheul einen Zahn von *E. primigenius* aus dem unteren Grand erhielt und ein Fragment aus E' (terre à pipe); die Fundstelle ist benachbart der jetzt von Commont beschriebenen. Falconer hatte auch schon in der Sammlung Garnier einen Zahn von *E. antiquus* bestimmt. So scheinen in der Tat beide Arten nebeneinander vorzukommen.

Die Beschreibung der Geräte kann nicht ausführlich referiert werden; sie ist von vorzüglichen Abbildungen begleitet, die besonders auch eine Vorstellung von den Schabern, Kratzern etc. geben, die man gewöhnlich neben den auffallenden Chelles-Beilen und Acheul-Mandeln ganz vernachlässigt hat. Die erste Serie umfaßt die Geräte aus der Basis des unteren Kieses, ein rohes Chelléen oder Prächelléen, wenn man will. Die zweite Serie entstammt den oberen Lagen der Kiese (Sable aigre mit Kiesstreifen). Die coups de poing sind von guter Arbeit, stark, aber nicht immer vollständig entrindet, oft sehr spitzig („ficrons"). Die dritte Serie bringt die Acheul-Formen aus den roten Schichten. Die Geräte, welche aus dem Ergeron etc. stammen, sind nicht näher besprochen. **E. Koken.**

G. Eichhorn: Die paläolithischen Funde von Taubach in den Museen zu Jena und Weimar. Festschrift zum 350jährigen Jubiläum der Universität Jena. Mit 39 Taf. u. 301 Abbildungen. 1909.

Die Abbildung des großen Materiales soll „jedem Forscher ermöglichen, sich selbst ein Urteil über die Kulturniederschläge Taubachs zu bilden". Es ist „alles das bildlich dargestellt und beschrieben, was wir in den genannten Museen besitzen und vermutlich durch die Hand der alten Taubacher nomadisierenden Jäger gegangen ist: Werkzeugmaterial mit Gebrauchspuren und ohne solche. Eine bloße Auslese interessanter Stücke würde zu falschen Schlüssen führen." Es handelt sich also um ein

Urkundenwerk, und dementsprechend sind auch die Tafelerklärungen knapp und ganz sachlich gehalten. Eine bestimmte Ansicht über die Epoche, der die Geräte angehören, wird nicht formuliert.

Die photographische Wiedergabe erfolgte in den Zeiss'schen Werkstätten und ist als eine ganz ausgezeichnete Leistung zu bezeichnen. Durch die beigefügten Umrißzeichnungen wird das Auge in vortrefflicher Weise auf die Einzelheiten gelenkt, die man sonst übersehen könnte.

E. Koken.

Reptilien.

F. v. Huene: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation mit Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. XII u. 419 p. Mit 351 Fig. u. Atlas v. 111 Taf. Erschienen in 6 Lief. Geol. und paläont. Abh., herausgeg. von E. Koken. Suppl.-Bd. I. 1907—1908.

Kap. I. Historische Einleitung, p. 1—7. Hier wird u. a. gezeigt, daß H. v. Meyer und Huxley in mancher Hinsicht eine richtigere Vorstellung der triassischen Dinosaurier hatten, als die meisten späteren Forscher.

Kap. II. Beschreibung, p. 8—248, mit vielen Abbildungen im Text und auf den Tafeln. p. 42—56 wird der Schädel von *Plateosaurus erlenbergiensis* beschrieben und p. 192—196 derjenige von *Thecodontosaurus antiquus*. Es handelt sich besonders um die Begrenzung des Gehirnraums mit allen Nerven- und Gefäßlöchern und bei ersterem auch um den Gaumen- und Unterkiefer. Hier sind jedoch einige Irrtümer zu korrigieren: durch das Foramen des Vagus und Accessorius muß auch die Vena jugularis ausgetreten sein und das als Foramen jugulare bezeichnete Loch ist die Fenestra (ovalis) vestibuli; das für einen Meatus auditorius externus gehaltene Loch muß eine andere Deutung erfahren, vielleicht ist es ein Gefäßkanal; der als Eustachische Röhre neben dem Vestibulum beschriebene Gang diente wohl einem Ast der Carotis interna, aber natürlich können dann die als basale Öffnungen der Eustachischen Röhren gedeuteten Öffnungen in den Pterygoidfortsätzen des Basisphenoides nicht mit Carotiskanälen zusammenhängen. Diese Zurechtstellungen beziehen sich ebenso auf die frühere Beschreibung des Hinterhaupts von *Megalosaurus Bucklandi* (dies. Jahrb. 1906. I. 1—12 zusammengenommen mit dem Nachtrag dazu Centralbl. f. Min. etc. 1906. 336—338), wie auch auf Fig. 349, p. 396 der hier besprochenen Arbeit *(Belodon)*. Beizufügen ist noch, daß die Bezeichnung Praevomer (Broom) für den Reptilvomer unrichtig ist, wie Fuchs (Anatom. Anz. **32**. 1908. 584—590) in unzweideutiger Weise nachgewiesen hat.

Von den anderen Arten sind (außer *Teratosaurus*) nur Skeletteile vorhanden, z. T. jedoch so gut erhalten, daß sich die einzelnen Tarsalia

und Carpalia bestimmen ließen. Der Fund von Heroldsberg wird zwei Individuen zugeschrieben, von denen das eine H. v. Meyer's Original zu *Plateosaurus Engelhardti,* das andere ein Repräsentant der Gattung *Gresslyosaurus* ist. *Zanclodon bavaricus* E. Fraas von Altenstein bei Marolsweisach wird als zu *Plateosaurus Engelhardti* gehörig erkannt. *Dimodosaurus poligniensis* wird der Gattung *Plateosaurus* zugewiesen. Neben mehreren Skeletten dieser Art fanden sich in Poligny auch Reste von *Gresslyosaurus* cf. *Plieningeri.* Die früher als *Belodon* sp. bekannten Reste vom Kreuzberge bei Göttingen werden als zwei Individuen von *Plateosaurus* cf. *poligniensis* beschrieben. Mit *Gresslyosaurus ingens* werden Seeley's *Avalonia Sanfordi* und *Picrodon Herweyi* als Teile eines einzigen Individuums vereinigt. Die beiden Plieninger'schen Skelette in Stuttgart werden den Arten *Plateosaurus Reinigeri* und *Gresslyosaurus Plieningeri* zugewiesen. Mit dem von H. v. Meyer aus dem Stubensandstein als *Teratosaurus suevicus* beschriebenen Oberkiefer wird ein Skelett aus derselben Schicht artlich vereinigt. Die Beschreibung von *Thecodontosaurus antiquus* und *cylindrodon* gibt vielerlei Zurechtstellungen gegenüber früherer Literatur, die erstere Art wird auch in Warwick festgestellt. In anderen Arten wird die Gattung *Thecodontosaurus* auch im oberen und unteren deutschen Muschelkalk erkannt. Auch die Gattung *Tanystrophaeus* hat einen Vertreter im unteren Muschelkalk. In der systematischen Stellung ganz unsicher ist *Halticosaurus longotarsus.*

Kap. III. p. 248—271 gibt die systematische Übersicht der Arten, Gattungen und Familien. Es sind folgende:

Fam. Plateosauridae	*Plateosaurus Reinigeri* *P. Quenstedti* *P. erlenbergiensis* *P. Engelhardti* H. v. Meyer.	oberer Keuper.
	P. cloacinus Quenst sp. (inkl. *Zanclodon cambrensis* E. T. Newton) *P. poligniensis* Pict. et Chop. sp. *P. obtusus* Henry sp. *P. Elizae* Sauvage sp. *P. ornatus*	Rhät.
	Gresslyosaurus ingens Rütim.,	oberer Keuper und Rhät.
	G. Plieningeri *G. robustus* *Pachysaurus ajax* *P. magnus*	oberer Keuper.
	Teratosaurus suevicus H. v. Meyer *T. trossingensis* *T. minor*	mittlerer Keuper (Stubensandstein).
Sellosauridae	*Sellosaurus gracialis* *S. Fraasi*	mittlerer Keuper (Stubensandstein).
Zanclodontidae	*Zanclodon laevis* Th. Plieninger *Z.* (?) *crenatus* Th. Plieninger	Lettenkohle.

Thecodontosauridae	*Thecodontosaurus antiquus* Morris	Alter der Lettenkohle.
	T. cylindrodon Riley et Stutchbury sp.	
	T. primus, unterer Muschelkalk.	
	T. latespinatus, oberer Muschelkalk.	
	T. Hermannianus, Stubensandstein.	
	T. (?) *subcylindrodon* unterer Keuper (Schilfsandstein).	
Coeluridae	*Tanystrophaeus antiquus*, unterer Muschelkalk.	
	T. conspicus H. v. Meyer (? inkl. *Zanclodon Schützi* E. Fraas)	oberer Muschelkalk.
	T. posthumus	Stubensandstein.
Dinos. inc. sedis	*Halticosaurus longotarsus*	Stubensandstein.

Als Anhang zu Kap. III folgt ein genaues Verzeichnis aller untersuchten Reste, die wenigstens 110 Individuen angehören.

Kap. IV. Rekonstruktionen und Anatomisches, p. 271—297. Die beiden ersten Abschnitte des Kapitels befassen sich mit den Rekonstruktionen, die auf Taf. 99—110 gegeben sind. Bei der Rekonstruktion von *Ceolophysis* stellte sich heraus, daß die von Cope und auch 1906 vom Verf. als *C. longicollis* beschriebenen Teile weder zu einem Individuum noch auch zu einer Art gehören können. Die Wirbel sind nämlich viel zu klein für die Skelettknochen, sie passen aber sehr gut zu *C. Bauri*.

Der dritte Abschnitt des Kapitels ist anatomischen Erörterungen gewidmet. Zuerst werden die Schläfen-, Gaumen- und Unterkiefermuskeln besprochen. Dann wird die Zusammensetzung des Atlas erörtert. Die Frage nach der anatomischen Wertung der Sakralrippen wird dahin beantwortet, daß die Sakralrippen aus 2 Elementen bestehen, nämlich aus selbständigen Quersätzen in der oberen und aus Costoiden (Albrecht) in der unteren Hälfte. Es wird darauf die Bewegungsmechanik der ganzen Wirbelsäule nach ihrer Muskulatur und nach der Zygapophysenform besprochen und der Schwanz hauptsächlich als Gleichgewichtsorgan hingestellt. Das Gürtel- und Extremitätenskelett wird auch nach der Muskulatur untersucht. Dabei wird u. a. eine Korrelation zwischen der Größe des Trochanter major am Femur und der vorderen Ausdehnung des Ileum (bei Dinosauriern überhaupt) festgestellt. Zweifarbige Textfiguren (284—289) veranschaulichen die Ansatzflächen der Muskulatur an den Knochen. Taf. 111 gibt eine Rekonstruktion der Rumpf-, Schulter-, Becken- und Schwanzmuskulatur. Dies ist der erste derartige Rekonstruktionsversuch überhaupt. Der Versuch wurde unternommen, um die Knochenformen im einzelnen besser motivieren zu können, er hat aber namentlich auch allgemein anatomisches Interesse. Auf die Rekonstruktion und Zeichnung ganzer Tiere (Taf. 100, 109 und 110) unter Zugrundelegung des Muskelbildes wurde besondere Sorgfalt verwendet.

Kap. V. Vergleichung der europäischen und außereuropäischen Dinosaurier der Trias unter sich, p. 297—324. Zuerst werden die einzelnen Arten osteologisch genau verglichen. An die Behandlung von *Euskelo-*

saurus reiht sich eine ausführliche Besprechung des Tarsus mehrerer Arten mit Abbildung in verschiedenen Stellungen des Fußes. Unter *Thecodontosaurus* wird auch „*Thecodontosaurus*(?) *indicus Huxley* sp.“ (= *Epicampodon*) aufgeführt. Die frühere Beschreibung von *Ammosaurus major* (1906) ist erweitert und berichtigt durch Beiträge von Prof. Lull. Nach der Artvergleichung folgt die Gattungsvergleichung, in deren Verlauf die ältesten Gattungen sich als die primitivsten herausstellen, indem sie der aufrechten Gangart noch weniger angepaßt sind. Von *Thecodontosaurus antiquus* kann angenommen werden, daß er sich noch meist auf 4 Füßen bewegte. Das zeigt sich besonders in der Länge der Vorderextremität. Diese läßt sich schon aus einem einzelnen Humerus erkennen, denn die Länge des Unterarms entspricht bei Dinosauriern (und wohl auch den meisten anderen Landtetrapoden) der Distanz vom Distalende des Humerus bis zum Pectoralisansatz (= Processus lateralis). Es folgt eine stratigraphisch und geographisch geordnete Verbreitungstabelle, darauf die Erörterung der Stratigraphie der dinosaurierführenden Triasschichten. Ausführlich wird namentlich das Alter der englischen Dinosaurierhorizonte besprochen. Die nordamerikanische Trias wird auf Grund von Originalmitteilungen Prof. Schuchert's und Dr. Cross' behandelt, die Newarkschichten erweisen sich als rhätischen Alters. Eine Übersichtstabelle der zeitlichen Aufeinanderfolge der triassischen Dinosaurier ergibt im unteren Muschelkalk 2 Arten, im oberen Muschelkalk 2, im unteren Keuper 7, im mittleren Keuper 9, im oberen Keuper 13 und im Rhät 18. Das zeigt die Entfaltung. Nun wird die geographische Ausbreitung im Verein mit den verwandschafttlichen Beziehungen dargestellt und durch 10 rekonstruktive Kartenskizzen erläutert.

Kap. VI. Vergleichung der triassischen und der jüngeren Tetrapoden, p. 325—340. Es werden die jurassischen und die cretaceischen Gattungen größtenteils auf Grund von Originaluntersuchungen einer Kritik und z. T. Revision unterworfen und gesucht, in genetische Zusammenhänge unter sich mit den triassischen Theropoden zu bringen. U. a. wird die Gattung *Streptospondylus* mit *Megalosaurus* vereinigt; Nopsca's Darstellung derselben bedarf wesentlicher Korrekturen. Am Schluß ist eine graphische Darstellung.

Kap. VII. Das Verhältnis der Theropoden zu den Sauropoden, p. 340—351. Die systematische Einteilung der Sauropoden in Familien wird folgendermaßen gefaßt:

1. Cetiosauriden, sehr primitive Familien;
2. Morosauriden;
3. Diplodociden als besonders spezialisierte Morosauriden;
4. Atlantosauriden, Endglied.

Die Definition der Familien ist ganz neu ausgearbeitet, wozu die vorangehende osteologische Vergleichung die Basis gibt. Die Sauropoden reichen vom mittleren Jura bis an den Beginn des Tertiärs, kleine Formen fehlen vollkommen. Die Sauropoden leiten sich direkt von einem primitiven (*Plateo-* oder *Pachysaurus*-artigen) Zustand der Theropoden her, sie

fixieren ein frühes Theropodenstadium und bilden so eine relativ wenig weiter bildungsfähige Masse, die sich wohl nur infolge ihres Riesenwuchses bis zum Schluß der Kreidezeit behaupten konnte.

Kap. VIII. Das Verhältnis der Theropoden zu den Orthopoden, p. 351—377. Um eine fruchtbringende Skelettvergleichung zu ermöglichen, wird zuerst die Pubisfrage der Orthopoden behandelt und dazu die lebenden Krokodile, Eidechsen, *Sphenodon,* die Vögel und die Flugsaurier zu Rate gezogen. Die rezenten Formen werden erst morphogenetisch, dann auf ihre Beckenmuskulatur hin untersucht. Als Resultat wird der nach hinten gerichtete Strahl als Pubis, der nach vorne gerichtete als Praepubis bezeichnet. Dann folgt die Skelettvergleichung und die getrennte Betrachtung der Entwicklung beider Stämme der Ornithischia mit Zusammenstellung aller Gattungen und 2 graphische Darstellungen. Einerseits wird *Omosaurus,* anderseits *Camptosaurus* als im Mittelpunkt beider Stämme stehend angesehen. Als Berichtigung auf Grund späterer brieflicher Mitteilung Prof. Williston's und Dr. Moodies' sei hier beigefügt, daß die Familie der Ankylosauridae aus heterogenen Elementen bestehen soll, daß die Gattung *Ankylosaurus* mit *Stegopelta* identisch ist, folglich der ältere Name *Stegopelta* den Vorzug hat, daß *Stegopelta* mit *Polacanthus* äußerste Ähnlichkeit hat, folglich der vom Verf. konstruierte permische Zusammenhang dieser Formen unrichtig dargestellt ist, und daß *Stereocephalus* mit *Palaeoscincus* identisch ist, folglich *Palaeoscincus* als der ältere Name den Vorzug hat; die Familie sollte Palaeoscincidae genannt werden. Es ist nicht unmöglich, daß *Stenopelix* einen Übergang zu den Ceratopsia bildet.

Des Beckens und Schädels wegen ist es nicht gelungen, Ornithischia und Saurischia in akkurater und historischer Weise voneinander abzuleiten, obwohl auch sie, ähnlich wie Stegosaurier und Ornithopoden, rückwärts entschieden gegeneinander konvergieren. Die ältesten bekannten Saurischia stammen aus dem unteren Muschelkalk, die ältesten bekannten Ornithischia aus der obersten Trias und dem unteren Lias, aber beide sind nicht die ältesten ihres Stammes. Ein soweit möglich abschließendes Urteil in dieser Frage wird im nächsten Kapitel gegeben.

Kap. IX. Die Beziehungen der Dinosaurier zu anderen Reptilien, p. 378—403. Hier werden die Dinosaurier erst mit permischen, dann mit triassischen und dann mit jüngeren Reptilien und dann mit Vögeln verglichen. Verglichen wurden namentlich *Kadaliosaurus, Palaeohatteria* und *Haptodus, Callibrachion* als ebenfalls *Palaeohatteria*-ähnliche Form, dann *Aphelosaurus,* ein wenig spezialisierter Protorosauride, und *Protorosaurus.* Unter den triassischen Formen werden die Parasuchier sehr eingehend behandelt, und zwar größtenteils auf Grund von Originaluntersuchungen des Verf.'s. Die hier aufgestellte neue systematische Einteilung der Ordnung ist folgende:

Ordnung	Unterordnung	Familie	Genus
Parasuchia Huxley	Pseudosuchia Zittel	Proterosuchia Broom (emend. Huene)	*Proterosuchus* Broom
			Erpetosuchus E. T. Newton
		Ornithosuchia Huene	*Scleromochlus* A. S. Woodward
			Ornithosuchus E. T. Newton
			Hallopus Marsh
		Aëtosauria Huene (emend. Mc Gregor)	*Dyoplax* O. Fraas
			Aëtosaurus O. Fraas
			Stegomus Marsh
			(?) *Typotorax* Cope
		Stagonolepidae Huene	*Stegonolepis* Huxley
	Phytosauria Mc Gregor	Phytosauridae Huene	*Rileya* Huene
			Phytosaurus Jäger (= *Belodon*)
			Mystriosuchus E. Fraas
			Palaeorhinus Williston
			Parasuchus Huxley
			Episcoposaurus Cope
			(?) *Erythrosuchus* Broom.

Als Ursprungsstelle der Theropoden wird die Entwicklungslinie *Aphelosaurus-Proterosuchus-Erpetosuchus* dort bezeichnet, wo sie in die Trias übertritt. Es wird darauf hingewiesen, daß auch die Ornithischia stark gegen die Saurischia rückwärts konvergieren. Kurz werden auch diejenigen Punkte beleuchtet, die Krokodile, Flugsaurier und Vögel mit den Dinosauriern gemein haben, sie werden als von gemeinsamen Vorfahren ererbte Anlagen, teils aber auch als Konvergenz erklärt. Die Vögel können nicht von den Dinosauriern abstammen.

Kap. X. Die Entwicklung der Dinosaurier, p. 403—408. Dieser Abschnitt ist eine Zusammenfassung. Skeletteile, die mit Ernährung und Lokomotion in direktestem Zusammenhang stehen, sind die variabelsten, von letzteren ist häufig das Gürtelskelett stärker betroffen als die Extremitäten selbst. Die Gehirnkapsel ist am konservativsten, demnächst das Stammesskelett. Je höher die Spezialisation durch Anpassung, desto geringer wird der Umfang der Variation. Darum muß man sich nicht wundern, in der Trias — die für die Reptilien das ist, was für die Säugetiere das Tertiär — die größten und meisten Sprünge in der Entwicklung der Diapsida zu finden. Wir kennen also die vielgesuchten „Prodinosauria“, sie sind keine hypothetische, sondern eine greifbare Größe. Zur Divergenz der beiden Dinosaurierzweige übergehend wird konstatiert, daß keine relativ gleich wenig spezialisierten Ornithischia gefunden sind, wie die primitivsten und ältesten Saurischia es sind. Wenn man von der Differenz in der Lage der Pubis absieht, drängt sich die Annahme entschieden auf, daß die Ornithischia von den ältesten Saurischia, etwa den Thecodontosauriden, abstammen. Die primitivsten Dinosaurier sind Saurischia, die noch nicht regelmäßig aufrecht gingen. Von ihnen zweigen die

Ornithischia infolge von Übergang zur vegetabilischen Ernährung und gleichzeitiger Aufrichtung des Körpers ab, und zwar waren es Ornithopoden. Von diesen zweigen gleich darauf die Stegosaurier ab, die sekundär wiederum zur vierfüßigen Gangart übergingen, nicht ohne nochmalige Veränderung im Skelett. Für den Dollo'schen Erfahrungssatz, daß die Entwicklung sprungweise, nicht umkehrbar und begrenzt ist, sind Abstammung und Wachstum der Dinosaurier ein glänzender Beweis.

Am Schluß findet sich ein nach Kapiteln geordneter Literaturnachweis von 332 Nummern. **Huene.**

Anthozoen.

R. G. Carruthers: A Revision of some carboniferous corals. (Geol. Mag. London 1908. 20—73, 158—172. 4 Taf.)

Als vor mehr als 60 Jahren Milne Edwards und Jule Haime ihr grundlegendes Werk über die paläozoischen Korallen schrieben, machten sie von den vollkommeneren Untersuchungsmethoden des Schneidens und Schleifens, die wir heute bei fossilen Korallen anwenden, noch keinen Gebrauch. Sie gründeten ihre Beschreibungen nur auf die äußeren Merkmale. Dies Versäumnis sucht Verf. für einige Formen aus dem Kohlenkalk nachzuholen. Selbstverständlich darf bei einer solchen Neubearbeitung nur Material benutzt werden, das mit den Originalexemplaren vollkommen übereinstimmt und von der gleichen Lokalität stammt. An der Hand von Quer- und Längsschnitten lernen wir den inneren Bau von *Zaphrentis omalinsi* E. et H., *Z. Koninckı* E. et H., *Z. delanouei* E. et H. und *Caninia cornucopiae* Michn. eingehend kennen. Die Diagnosen der Gattungen und Arten werden ergänzt, und die oft recht zahlreichen Synonyma klargestellt. Derartige Revisionen alter Spezies sind äußerst wertvoll und können nicht genug vorgenommen werden. **H. Gerth.**

P. Oppenheim: Über eine Eocänfaunula von Ostbosnien und einige Eocänfossilien der Herzegowina. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1908. 311—344. Taf. XI—XV.)

Unter den im Jablaugebiet zwischen Celić und Zvornik an der Drina gesammelten Versteinerungen befinden sich folgende Korallen: *Actinacis cognata* Opph., *Bosnopsammia Katzeri* n. sp., *Pironastraea discoides* d'Ach., *Columnastraea Caillaudi* Mich., *Heliastraea hilarionensis* d'Ach., *Stylocoenia epithecata* n. sp., *St.* aff. *emarciata* Lmk., *Astrocoenia expansa* d'Ach., *A. aspera* d'Ach., *Diploria flexuosissima* d'Ach., *Plocophillia* sp. cf. *gregaria* Reuss. Beachtung verdient das neue Genus *Bosnopsammia* Opph., das für einen ausgebreitet becherförmigen, porösen Korallenstock aufgestellt wird. Die 2—3 mm großen Kelche ragen etwas aus dem reichlich entwickelten, fein gestreiften Cönenchym hervor. 12 der zahlreichen Septen ragen bis zur starken, aus vielen Pfeilern gebildeten Säule.

— Der feinere Bau der interessanten Form ist leider nicht bekannt. Sie scheint dem Ref. jedoch nähere Beziehungen zu der cretaceischen Gattung *Pleurocora* einerseits und zu den tertiär und lebend bekannten Turbinarien anderseits zu haben, als zu den Eupsamiden. *Stylocoenia epithecata* Opph. ist eine 5zählige *Stylocoenia*, die *St. macrostyla* Reuss und *St. Reussi* Opph. nahesteht. Die beschriebenen Korallen Ostbosniens erinnern sehr an die von Cormons in Friaul aus Schichten mit *Nummulites laevigatus* bekannte Fauna des tieferen Mitteleocän. H. Gerth.

G. E. Anderson: Studies in the development of certain palaeozoic corals. (Journ. Geol. **15**. Chicago 1907. 59—69. 8 Fig.)

Bei einer kleinen Gruppe paläozoischer Korallen entsteht im Innern des Kelches ein eigentümliches, mauerähnliches Gebilde (z. B. bei den Gattungen *Craspedophyllum*, *Eridophyllum*). Es entsteht durch Umbiegen und Verwachsen der freien Enden der ursprünglich fiederförmig angeordneten Septen. Das Hauptseptum bewahrt am längsten seine isolierte Stellung und ragt durch den Hals der anfänglich hufeisenförmigen Mauer in den Zentralraum des Kelches. Schließlich wird es an Größe reduziert, und die Innenmauer durch eine Dissepimentbrücke vollkommen geschlossen. Anderson nennt die Innenmauern von *Craspedophyllum* und Verwandten echte, im Gegensatz zu falschen Innenmauern, wie sie *Acerularia* und viele andere paläozoische Korallen aufweisen. Ref. möchte das Gebilde, dessen Entstehung Anderson an der Hand einer Serie von Querschliffen sehr schön klargestellt hat, überhaupt nicht als Mauer, sondern eher als eine Art Säulenbildung aufgefaßt wissen. Hierfür sprechen folgende Tatsachen: Die Bildung entsteht durch Verwachsen der freien Enden der Septen, die in den sehr kleinen zentralen Binnenraum nicht hineinragen. Der Binnenraum ist von ebenen Böden erfüllt und nicht von blasigen Dissepimenten, wie die übrigen Teile der Koralle.

H. Gerth.

F. Koby: Polypiers bathoniens de St. Gaultier (Département de l'Indre). (Mém. Soc. pal. suisse. **33**. Genève 1907. 61 p. 4 Taf.)

Koby beschreibt eine interessante Korallenfauna des mittleren Doggers, die 44 zur größeren Hälfte neue Spezies enthält. Eine so artenreiche Korallenfauna ist bis jetzt aus dem tieferen Jura wohl noch kaum bekannt. Die meisten Korallen stammen aus einem weißen Oolith des Vésulien, vier Arten gehören dem darüberliegenden Bradfordien an. Die Schichtenfolge und die Molluskenfauna des Doggers von St. Gaultier, sowie eine limnische Schicht mit *Paludina* und *Valvata* an der Basis des Bradfordien, sind früher von Cossmann und Bennoist beschrieben worden. Unter den Korallen konnte Koby viele der schon bekannten Spezies mit Formen des englischen Dogger identifizieren. Auffällig ist die große Ähn-

lichkeit der vorherrschenden Arten, besonders der neuen, mit solchen des Rauracien des Schweizer Jura, so daß wir die Korallen von St. Gaultier als Vorläufer der rauracischen Korallenfauna auffassen können. Eine ganze Anzahl seither nur aus dem oberen Jura bekannter Gattungen kommen hier schon im Vésulien vor. Häufig sind Vertreter der Amphiastraeiden, jener provisorischen Sammelgruppe, die Ogilvie ursprünglich geschaffen hatte für Formen mit starker Epithek und mehr oder wenig deutlicher bilateraler Septenanordnung, altertümlichen, an die paläozoischen Rugosen erinnernden Charaktere. Hierhin gehört auch das von Koby neu aufgestellte Genus *Polymorphastrea:* Einzelkorallen vom Habitus einer *Sclerosmilia,* die sich in einem gewissen Alter durch regelmäßige Kelchknospung schwach verzweigen. Sonst beteiligen sich neben Calamophyllien und Montlivaultien hauptsächlich Thamnastraeiden und Styliniden an der Zusammensetzung der Fauna. Die der Arbeit beigegebenen Tafeln geben uns gute Bilder vom Habitus der beschriebenen Formen. Wie in allen Koby'schen Abhandlungen, so vermißt man aber auch hier eine Darstellung des Skelettaufbaues im Text und im Bild. Wenn viele jurassische Korallen infolge des Erhaltungszustandes eine Untersuchung in Dünnschliffen nicht zulassen, so läßt sich doch durch Anschleifen und geeignete Präparation ein kombiniertes Bild des Skelettaufbaues gewinnen, ähnlich wie sie Koby am Schlusse seiner Monographie der Schweizer Jurakorallen für ein paar Formen, allerdings zu stark schematisiert, gegeben hat. Derartige Darstellungen sind für die genaue Kenntnis der Arten und vor allem für die Aufklärung ihrer richtigen, verwandtschaftlichen Beziehungen ganz unerläßlich. **H. Gerth.**

J. Felix: Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Berlin 1906.)

Aus Inoceramenschichten der Gegend der Ortschaften Delatyn und Dora nahe dem Rande der Karpathen lernen wir eine interessante Korallenfauna kennen. Die Korallen, Lithothamnien und Reste von Cirripediern führenden Konglomerate sind kalkigen Sandsteinen mit Inoceramen und dunklen Schiefern mit Fucoiden eingelagert. Die abgeriebenen, aber strukturell gut erhaltenen Korallenbruchstücke verteilen sich auf folgende Arten: *Litharaea distans* n. sp., *Actinacis cymatoclysta* n. sp., *Astraeopora octophylla* n. sp., *A. hexaphylla* n. sp., *Leptophyllia (?)* sp., *Thamnastraea* sp., *Dimorphastraea* sp., *Pleurocora Angelisi* n. sp., *Hydnophyllia zuberi* n. sp., *Astrocoenia* cf. *neocomiensis* From., *A. hexaphylloides* n. sp., *Astrocoenia* sp., *Polytremacis* cf. *urgoniensis* Koby. Bemerkenswert ist das Auffinden der Gattung *Astraeopora* in der Kreide, man kannte diese porösen Korallen seither nur tertiär und lebend. Die Fauna hat offenbar obercretaceisches Alter, das durch die Gattungen *Actinacis* und *Astraeopora,* sowie die vielen porösen Formen überhaupt, wahrscheinlich gemacht wird. **H. Gerth.**

Protozoen.

G. Checchia-Rispoli: La serie nummulitica dei dintorni di Termini-Imerese. I. Il Vallone Tre Pietre. (Giorn. Sc. Nat. Ec. Palermo **27**. (1908.) 1909. 53—137. 7 Taf.)

Die im geologischen Teile dieser Arbeit veröffentlichten Angaben hat Verf. bereits 1907 in einer „Nota preventiva" größtenteils mitgeteilt, die auch im Vorjahre referiert wurde. In dieser ausführlichen Arbeit nun bringt er für seine Bestimmungen auch die paläontologischen Belege, auch genauere Angaben über folgende Schichtfolge im Vallone Tre Pietre:

A. **Kreide**: Kalke mit Rudisten und Orbitoiden.
B. Eine Transgressionsbreccie mit Kreide- und Eocänfossilien.
C. Alveolinenkalk (lokal), auch mit mitteleocänen Nummuliten und Orthophragminen.
D. Nummuliten- und Orthophragminenkalke und -Mergel.
E. Lepidocyclinenkalk.
F. Nummuliten- und Orthophragminenkalke und -Mergel.
G. Nummuliten- und Orthophragminenkalke und -Mergel.
H. Lepidocyclinenkalk.
I. Tone, Sandsteine und Breccien mit jüngeren Nummuliten als in D, F und G, Lepidocyclinen und Orthophragminen.

Alle diese Schichten sollen konkordant aufeinander folgen und eocän sein. Eine Einschwemmung eocäner Formen in oligocäne Schichten sei ausgeschlossen. Auch tektonische Vorgänge könne man zur Erklärung der sonst ins Oligocän gestellten Lepidocyclinenkalke innerhalb der Eocänschichten nicht herbeiziehen.

Gleichwohl fällt es schwer, an eine regelmäßige Einlagerung der Bänke mit *Lepidocyclina dilatata* und *marginata* innerhalb des mitteleocänen Nummulitenkomplexes zu glauben. Die in dieser ausführlichen Beschreibung gegebene Schilderung der Schichten erweckt vielmehr die Vermutung, daß es sich bei diesem sizilianischen Tertiär um Schuppenstruktur handeln könnte.

Im paläontologischen Teile nun, welcher die weitaus größere Hälfte der Arbeit umfaßt, beschreibt und bildet Verf. auf prächtigen Tafeln ab die neuen Formen, sowie auch die Mehrzahl der übrigen Foraminiferen.

In der **unteren Gruppe** kommen vor: Alveolinen, und zwar nebst bereits a. a. O. beschriebenen *Alveolina gigantea* n. sp., deren ausführliche Beschreibung in einer späteren Arbeit erfolgen soll. Ferner Operculinen, unter denen als *O. Paronai* n. sp. eine Form aus der Verwandtschaft der *O. ammonea* beschrieben wird. Die in der vorläufigen Arbeit *Heterostegina Hoffmanni* genannte Form wird nun als var. *Hoffmanni* von *H. reticulata* beschrieben, und soll sich von dieser durch ihre größere Regelmäßigkeit der Haupt- und größere Anzahl der Nebensepten unterscheiden.

Von Nummuliten werden außer altbekannten Arten wie *N. perforata, laevigata, distans, Tchihatcheffi* etc. auch folgende als neu auf-

gefaßte beschrieben: *Nummulites Dollfusi*, eine *Tchihatcheffi*-ähnliche Form, die sich von dieser Art durch geringere Ausmaße der Zentralkammer und regelmäßigeres Anwachsen der Umgänge bis zum Schluß, auch größere Regelmäßigkeit in Ausbildung von Spiralblatt und Septen unterscheidet. *Nummulites Baldacii* n. sp. ist ein kleiner Nummulit von 5 mm Durchmesser, mit mikrosphärischer Zentralkammer und regelmäßigem, allmählich anwachsendem Gewinde.

Assilina Di-Stefanoi n. sp. ist in der vorläufigen Mitteilung nach den äußeren Merkmalen als *Pellatispira* bezeichnet worden, doch ergab die Untersuchung des inneren Baues, daß diese Form als *Assilina* aufzufassen ist, vielleicht eine Übergangsform zu *Pellatispira* darstellt. *P. Douvillei* Boussac wird lediglich als Varietät von *P. Madaraszi* aufgefaßt.

Von Orbitoiden kommen nebst *Lepidocyclina dilatata* auch einige als neu aufgefaßte Formen vor: so *L. inflexa* n. sp., eine Parallelform zu *Orthophragmina sella*, doch mit Lepidocyclinenkammern, die auf dem Mikrophotogramm allerdings eher an aus Rechtecken hervorgegangene Sechsecke erinnern. Ferner *Lepidocyclina Preveri* n. sp.; eine äußerlich der *L. Morgani* ähnliche Form, deren Anfangskammern sowie Anordnung der Äquatorialkammern jedoch von dieser einigermaßen verschieden ist. Außerdem werden von *L. marginata* auch makrosphärische Formen abgebildet, deren Anfangskammern sehr dem von *L. Canellei* gleicht.

Checchia-Rispoli's Untergattung *Exagonocyclina* (richtiger *Hexagonocyclina*) ist durch zwei Formen vertreten, *E. Schopeni* n. sp. und *E. Steinmanni* n. sp., die sich voneinander durch geringere Größe der Äquatorialkammern bei der letzteren unterscheiden sollen; aber die Form der Hexagone ist für die Subgenusbezeichnung wohl wenig prägnant.

Auch von Orthophragminen treten nebst altbekannten Typen wie *O. patellaris, radians, stella, stellata, sella, Pratti, dispansa* neue Formen auf: *O. Canavàrii*, deren Anfangskammern der *O. umbelicata* Dep. entsprechen, welche jedoch nicht eine Zentralvertiefung, sondern eine knopfartige Zentralverdickung besitzt. *O. dubia* n. sp. ähnelt sehr der *O. aspera* Gümb., an deren Querschliffe von Gümbel jedoch lepidocyclinenartige Kammern angegeben wurden. *O. Di-Stefanoi* n. sp. erinnert infolge Schalenkrümmung an *O. sella*, weist jedoch außer geringeren Dimensionen eine auffallende, bisweilen den Durchmesser erreichende Dicke auf. *O. Saccoi* n. sp. ist eine *O. dispansa*, deren Anfangskammern jedoch ähnlich wie bei *Lepidocyclina Canellei* ausgebildet sind. *Orthophragmina Portisi* n. sp. gehört in die Verwandtschaft der *O. stellata*, und zwar der vierrippigen Formen, aber die Ausbildung der Fortsätze ähnelt mehr denjenigen von *Baculogypsina*, die auch in dieser Schichtgruppe vorkommt, als den Rippen der asterocyclinen Orthophragminen.

Der Formenreichtum der **oberen** Gruppe ist geringer, als jener der unteren. Es werden daraus beschrieben: *Operculina complanata* D., *Heterostegina reticulata* R., *Nummulites laevigata, intermedia, Fichteli, Tchihatcheffi, Boucheri, distans, Guettardi* var. *prima* Pr., *submiocontorta* P.

und *N. Carapezzai* n. sp., eine kleine operculinenartige Form, ferner *Assilina mamillata* und *Di-Stefanoi, Pellatispira Madaraszi.*

Auch in dieser Gruppe sind Lepidocyclinen und Orthophragminen vorhanden, von ersteren *L. dilatata, marginata, Morgani, Joffrei* und *planulata* n. sp. Diese Art gehört in die Verwandtschaft der *L. dilatata,* ist aber viel dünner und besitzt größere Äquatorialkammern. Von Orthophragminen werden außer den schon früher erwähnten Formen zwei Arten als neu beschrieben: *O. Zitteli* n. sp., welche der *O. scalaris* ähnelt, aber eine uniloculare Anfangskammer und so winzige Körnchen an der Oberfläche besitzt, daß sie mit freiem Auge nicht unterschieden werden können, und *O. trigonalis* n. sp., mit drei von einem Zentrum ausgehenden Reihen von „Äquatorialkammern", eine Eigentümlichkeit, die indessen weniger als spezifisches Unterscheidungsmerkmal, sondern lediglich als Abnormität aufgefaßt zu werden verdient. R. J. Schubert.

R. Douvillé: Position stratigraphique des gisements à Lepidocyclines dans le Miocène de Provence. (Bull. soc. geol. Fr. (4.) 8. 1908. 10/11.)

Verf. untersuchte zwei Lepidocyclinenlokalitäten an der tertiären Küste der Provence. Bei Carry kommen spärliche Exemplare von *Lepidocyclina marginata-Tournoueri* vor, auch *L. Giraudi, Miogypsina irregularis;* diese Lokalität wird als oberstes Aquitanien aufgefaßt.

Bei Sausset kommt gleichfalls *Lepidocyclina marginata-Tournoueri* vor, doch in zahlreichen Individuen, außerdem *L. Cottreaui, Miogypsina irregularis, Gypsina globulus* und andere Fossilien. Diese Lokalität wird als jünger als die vorige aufgefaßt, und zwar jetzt als Burdigalien. Erwähnenswert scheint noch, daß *Lepidocyclina Cottreaui* auch aus Rossignano, Montferrat und Andalusien bekannt ist, wo sie aber in Schichten vorkommt, die älter sind als jene von Carry und auch Formen aus der Gruppe der *L. dilatata* enthalten. R. J. Schubert.

F. Gaub: Über oolithbildende Ophthalmidien im Dogger der schwäbischen Alb. (Centralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1908. 584—589.)

Verf. beobachtete bei den Calcit-Brauneisen-Oolithen des Dogger $\gamma - \zeta$ und Calcit-Chamosit-Oolithen der *Murchisonae*-Schichte der mittleren und südwestlichen Alb in Dünnschliffen in auffallendem Lichte Organismenreste, die er wohl mit Recht als Ophthalmidien auffaßt. Sie ähneln dem *Ophthalmidium Walfordi,* werden aber vom Verf. infolge ihrer vermuteten Lebensweise als *O. oolithicum* n. sp. beschrieben. Nach der Ansicht des Verf.'s überkrusteten dieselben auf dem Boden einer ausgedehnten, an Organismen sehr reichen Flachsee kleine Schalenbruchstücke und wurden von kohlensaurem Kalke umhüllt, und zwar sei derselbe zunächst vornehm-

lich in den Zwischenräumen zwischen Schale und Unterlage abgeschieden worden. Schließlich sei dann das ganz von $CaCO_3$ umhüllte Korn abermals von Ophthalmidien überkrustet worden, und Verf. ist der Ansicht, daß größere Oolithkörner ohne die Tätigkeit der Ophthalmidien nicht hätten entstehen können. R. J. Schubert.

V. Hacker: Tiefsee-Radiolarien. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Berlin 1905. 57. Monatsber. 341—344.)

In dem über dieses Thema gehaltenen Vortrage werden besonders die Tripyleen besprochen, jene meist tiefenbewohnenden Formen, die ihren Namen davon haben, daß die den Kern umschließende häutige Zentralkapsel in der Regel mit 3 Öffnungen versehen ist.

Bezüglich der horizontalen Verbreitung ist besonders der Gegensatz zwischen Kalt- und Warmwasserformen (zwischen sowie jenseits 40° nördl. und 40° südl. Br.) auffällig, interessant sind ferner die bipolaren Formen, triozeanischen Warmwasserformen und die unipolar-submergenten Formen.

Bezüglich der Vertikalverbreitung lassen sich, auch bei den Radiolarien, mehrere übereinandergelegene Schichten unterscheiden:

Schicht der Lichtfauna — des Phaoplanktons bis 50 m, enthält vor allem koloniebildende Formen.

Schicht der Dämmerungsfauna — des Knephoplanktons — 400 m (in Antarktis wesentlich höher), durch gewisse Challengeriden charakterisiert.

Schicht der Dunkelfauna — des Skotoplanktons 400—1000 m, Hauptmasse der Tripyleen.

Schicht der Nachtfauna — des Nyktoplanktons 1000—5000 m, durch einige hochspezialisierte Tiefenformen *(Challengeria naresii, Conchopsis)* charakterisiert.

Einzelne Formen wechseln anscheinend zwischen den verschiedenen Schichten, z. B. die Challengeriden, die während der Fortpflanzung in tiefere Schichten hinabsinken, sowohl für die horizontalen, wie auch für die vertikalen Bezirke gibt es jedoch auch Leitformen.

Die Kunstformen der Radiolarienskelette in ihrer wunderbaren Reichhaltigkeit stellen nicht den Ausdruck einer schrankenlosen Gestaltungskraft der Natur dar, sondern die Ergebnisse zweckmäßiger, durch die Funktion, also indirekt auch durch das Medium bedingter Entwicklungsvorgänge.

Unter den formbestimmenden Faktoren werden besonders die Dichte und innere Reibung des Wassers hervorgehoben, welche in den oberen wärmeren Schichten anders sind als in den kälteren unteren Teilen, auch der einseitige Wasserdruck bei vertikal wandernden Formen.

R. J. Schubert.

W. Howchin: Foraminifera from a Calcareous Marlstone, Gingin. (Bull. Geol. Surv. W. Australia. Perth 1907. No. 27. 38—43.)

Die vom Verf. untersuchten Foraminiferen kommen in einem Gestein vor, das auch andere Fossilien enthält, z. B. *Ostrea* aff. *vesicularis*, *Serpula*, *Phyllacanthus* und für aus dem jüngeren Tertiär stammend gehalten wird.

Milioliden sind sehr spärlich vertreten, *Placopsilina cenomana* in einem Exemplare auf *Frondicularia*, die Textulariden sind individuenreich, besonders *T. gibbosa*, auch einige andere Arten sind vorhanden, *Verneuilina spinulosa* und *polystropha*; ferner kommen vor vereinzelte Lagenen, zahlreiche Nodosarien (*N. consobrina, vertebralis, soluta, obliqua*), 4 vereinzelte Frondicularienarten, zahlreiche Exemplare von *Marginulina costata* und Cristellarien (besonders *C. rotulata* und *cultrata*), sehr viel Globigerinen (besonders *G. bulloides*) und spärliche Rotaliden (*Discorbina opercularis*, Truncatulinen und Rotalien) sowie Nonioninen.

Der gesamte Faunenhabitus scheint auch tatsächlich demjenigen zu entsprechen, wie er in neogenen Tegeln vorzukommen pflegt.

R. J. Schubert.

W. Kilian: Présence de nombreuses *Orthophragmina* de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne. (Bull. soc. geol. Fr. 4. (5.) 1905. 309.)

Notiz über das Vorkommen großer Orthophragminen mit *Nummulites aturica* in wahrscheinlich mitteleocänen Gesteinen. R. J. Schubert.

H. v. Staff: Über Schalenverschmelzung und Dimorphismus bei Fusulinen. (Sitz.-Ber. Ges naturf. Freunde. Berlin 1908. No. 9. 217—237. 13 Textfig.)

Unter dem reichen Fusulinenmaterial Schellwien's beobachtete Verf. mehrere bisher noch von keinem Fusulinenbeobachter erwähnte Verschmelzungszustände der Anfangskammer. Um das Verständnis dieser Gebilde zu erleichtern, schildert er zunächst kurz den normalen Verlauf der Schalenbildung: auf die nichtporöse, kugelige, jedoch an einem Punkte vertiefte und durchbohrte Anfangskammer folgen die Umgangskammern, wobei sich die Wand der ersten derselben mehr oder weniger scharf gegen die Anfangskammer einkrümmt, so daß nur ein langer schmaler Schlitz offen bleibt. An das eingekrümmte Stück setzt sich die zweite Wand an, und zwar meist ziemlich genau an der Knickungslinie, bisweilen aber etwas tiefer, so daß dann eine flache (meridional verlaufende), melonenartige Rinne entsteht. Vom dritten oder vierten Septum an wird der Septalabstand in der Weise regelmäßig, daß infolge seiner langsamen Zunahme auf jeden Umgang eine ganz bestimmte, nur wenig schwankende Zahl von

Septen kommt. Und zwar ist dies besonders der Fall bei den späteren Umgängen, zumal die ersten Umgangskammern noch primitivere Charaktere besitzen. Die Septenzahl bildet nach Ansicht des Verf.'s ein bedeutend wichtigeres diagnostisches Merkmal, und zwar besonders für die Gruppendiagnose, als die Windungshöhenmessung, wie sie u. a. von Gortani verwendet wurde, dessen Bestimmungen karnischer Fusulinen Verf. teilweise umdeutet. Die größte Variationsbreite der Septalkurve finde sich bei *Fusulina complicata* und sei verständlich durch die beträchtliche Fältelung der Septen, die kompensatorisch für die Vermehrung der Septenzahl eintrete. Konstant scheine für die Art oder Gruppe vor allem die relative Wandstärke zu sein, als deren mechanisches Äquivalent die Vermehrung der Septenzahl bei geringerer Wandstärke aufzufassen sei.

2. Dimorphismus. Im Gegensatz zu Schellwien glaubt Verf., daß bei *Fusulina* ein mehr oder weniger scharf ausgeprägter Dimorphismus auftrete; meist überwiege die makrosphärische Generation, welche im allgemeinen in den ersten Umgängen weiter gewunden sei als die mikrosphärischen Formen der gleichen Art.

Bei Schwagerinen und einigen jüngeren Fusuliniden scheint die mikrosphärische Form vorzuherrschen.

Schalenverschmelzungen können bei *Fusulina* wie bei anderen Foraminiferen vorkommen, doch sehr selten und im frühesten Jugendzustande, auch anscheinend nur bei Exemplaren gleicher (und zwar wohl makrosphärischer Generation. Dabei entstehen bei Fusulinen stets univalente Doppelschalen, die sich postjugal einheitlich weiter entwickeln.

Je nach Alter und Größe der Verschmelzlinge seien drei Fälle zu unterscheiden:

A. die noch unbeschalten verschmelzen so völlig, daß nur die abnorme Größe der Anfangskammer auf diesen Vorgang hinweist,

B. die erst schwach beschalten Anfangszellen verschmelzen zu einer unregelmäßigen, abnorm großen Anfangskammer oder

C. die beiden Anfangszellen haben bereits eine so feste Schale, daß das Plasma nur außerhalb derselben verschmelzen kann. Dann werden entweder beide Kammern zum Mittelpunkt der postjugalen Kammerung, oder es wird lediglich eine derselben zum Mittelpunkt derselben, während die andere gleichsam als Fremdkörper umgeben wird.

R. J. Schubert.

J. Wright: Foraminifera from the Gravel Pit, Longhurst, Dunmurry, and Other Localities in the vicinity of Belfast, with a Reference to the Malone Sands. (Proc. Belfast nat. hist. and phil. soc. 1907/08. 14—16.)

Foraminiferenführende Tone aus den Sandgruben von Longhurst (Belfast) veranlaßten den Verf., auch Tone und Sande anderer Gruben der Umgebung von Belfast (Dundonald), Lisburn und Armagh zu untersuchen. Überall fand er in den Tonen, auch in den feinen Sanden Foraminiferen,

die er in einer Liste aufzählt. Eine Untersuchung der „Malone Sands“ von Stranmillis (Belfast) ergab, daß auch in diesen die gleichen Foraminiferenarten, nur viel arten- und individuenärmer enthalten sind, was Verf. durch die zerstörende Tätigkeit von Sickerwässern zu erklären sucht.

Unter den 61 gefundenen Arten sind häufiger: *Bolivina variabilis* und *plicata, Cassidulina crassa, Globigerina bulloides, Discorbina obtusa, Nonionina depressula* und *Polystomella striatopunctata.*

R. J. Schubert.

Pflanzen.

W. Gothan: Die fossilen Hölzer von König-Karls-Land. (Kungl. Svenska Vet. Akad. Handl. **42**. No. 10. 1907—08.)

Verf. untersuchte das 1898 von Nathorst auf seiner Nordpolarexpedition gesammelte, reichhaltige Material an fossilen Hölzern. Über das geologische Alter ist genaueres nicht bekannt. Verf. hält die Hölzer wegen des Vorkommens von *Xenoxylon phyllocladoides* für jurassisch. Da diese Art ein weitverbreiteter Typus jurassischer Hölzer ist, dürfte nach den bisherigen Erfahrungen dieser Schluß zulässig sein.

Festgestellt wurden: *Phyllocladoxylon* sp., *Xenoxylon phyllocladoides* Goth., *Cupressinoxylon* cf. *Mc Geei* Knolton, *Cedroxylon cedroides* n. sp., *C. transiens* n. sp., *Protopiceoxylon extinctum* n. g. n. sp.

Verf. sieht *Protopiceoxylon* als Mittelglied zwischen dem *Piceoxylon-Pinuxylon*-Typus und dem *Cedroxylon*-Typus an. *Cedroxylon transiens* zeigt, daß die heute bei den Coniferen vorherrschende Hoftüpfelungverteilung aus der (früher allein vorhandenen) araucaroiden hervorgegangen ist und in sich unverkennbar araucaroide und abietineenartige Charaktere vereinigt.

Über die Zugehörigkeit von *Xenoxylon phyllocladoides* ist noch nichts bekannt. Verf. hält die eiporigen Taxaceen der rezenten Flora für die besten Vergleichsobjekte dieses bisher völlig isoliert stehenden Typus.

In *Cedroxylon cedroides* haben wir zum ersten Male im Jura ein Holz vom *Cedrus*-Typus, nämlich Abietinee mit Holzparenchym.

Beachtenswert ist, daß Araucarienhölzer unter der großen Zahl von fossilen Hölzern des König-Karls-Land völlig fehlen, während diese von südlicher gelegenen Fundorten, wie England, Deutschland, Frankreich, Russisch-Polen und dem Altai stets im Jura gefunden sind, was wohl kaum als Zufall gedeutet werden kann, sondern in klimatischen Bedingungen seine Erklärung finden dürfte. Wie Verf. auch schon früher darauf hingewiesen hat, daß im Tertiär keine Araucarienhölzer bei uns mehr gefunden worden sind, und dies nur durch den Rückzug dieser Gewächse in wärmere Klimate gedeutet werden kann.

Bei allen Hölzern zeigt sich eine außerordentlich scharfe Begrenzung der Jahresringe, die auf sehr fühlbare Klimaperiodizität schließen läßt. Die Jahresringe sind ebenso scharf wie bei uns im Miocän.

Die Abietineen scheinen schon damals gemäßigte Klimate aufgesucht zu haben, worauf die überwiegende Individuenzahl solcher Hölzer unter dem Material hinweist. Es sind dies zugleich die geologisch ältesten Holzreste, die zweifellose Abietineennatur zeigen.

Verf. wendet sich ferner gegen die von Jeffrey aufgestellte Hypothese über die Phylogenie der Abietineen und Taxodien (Cupressineen), daß die Harzgänge bei *Sequoia* und in den harzganglosen Abietineen (in der Zapfenachse) Atavismen seien, unter der Annahme, daß alte Charaktere sich besonders an den Organen der fertilen Sprosse und bei den Keimlingen erhalten. Damit würden nämlich die harzgangführenden Abietineen älter als die Taxodien und Cupressineen sein. Nun besitzen aber die Coniferenbäume des Paläozoicum gar keine Harzgänge, diese müssen daher erst später erworben sein und eine größere Vervollkommnung und Komplizierung des Coniferenholzbaues darstellen. Bei *Protopiceoxylon extinctum* treten konstant nur vertikale Harzgänge auf, während die horizontalen nur anormaler Weise gebildet werden, wie durch Wundreiz. Bei rezenten Hölzern mit Harzgängen kommen beide Arten stets kombiniert vor. Das älteste Holz von letzterem Typus stammt aus dem Wealden.

Jeffrey nimmt daher auch an, daß die einfacher gebauten wie Cupressineen, Taxodieen und die harzganglosen Abietineen aus dem komplizierter gebauten *Pinus-*, *Picea-* usw. Holztypus hervorgegangen seien, daher die Quertracheiden auch auf den Aussterbeetat gesetzt seien. Wir können dem Verf. voll zustimmen, wenn er die kompliziertest gebauten Abietineen von heute mit horizontalen und vertikalen Harzgängen als die jüngsten Typen ansieht und auch die bei diesen Typen fast allein vorkommenden Quertracheiden als eine spätere Errungenschaft auffaßt. Dies entspricht auch ganz den bisherigen paläontologischen Befunden.

H. Salfeld.

E. A. N. Arber: On the fossil Plants of the Waldershare and Fredville Series of the Kent Coalfield. (Quart. Journ. Geol. Soc. **65**. Part 1. No. 257. 1909. 21—40. Taf. 1.)

Gegenwärtig sind durch Bohrungen wichtige Kohlenlager an drei Lokalitäten im südlichen Kent nachgewiesen. Was die Gesteinsfolge anbetrifft, welche die Flöze einschließt, so ist diese in jedem Falle ganz verschieden, so daß man vorläufig diese in die Dover, Waldershare und Fredville Series scheiden muß. Die Dover Series wurden gelegentlich einer Bohrung für den geplanten Kanaltunnel 1886 beim Shakespeare Cliff entdeckt. Das Carbon wurde hier bei 1100 Fuß erreicht und bis 2270 Fuß verfolgt, wobei 13 Flöze von 1—4 Fuß Dicke Magerkohle erbohrt wurden.

1905 wurde bei Waldershare Park, 6 Meilen nordwestlich Dover Carbon in 1394 Fuß Tiefe erreicht und 1260 Fuß weiter verfolgt. Hierbei wurden 5 Flöze erbohrt, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 8 Fuß

schwankt. Im gleichen Jahre wurde bei Fredville Park nahe Shepherds' Well Station eine Bohrung angesetzt, die bei 1363 Fuß Tiefe Carbon antraf, das bis 1813 Fuß verfolgt wurde. Hier sind nur 3 Flöze angetroffen, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 6 Fuß schwankt. Bemerkenswert ist, daß der Sandreichtum des Zwischenmittels in den Fredville Series größer ist als in den Waldershare Series.

Der Horizont der Waldershare und Fredville Series ist als Upper Transition Series (the „Staffordian" Kidston's) anzusehen, da eine Mischung der Floren der Upper Coal-Measure und Middel Coal-Measure zu konstatieren ist.

Verf. spricht die Hoffnung aus, daß es gelingen möge, zwischen dem Westphalien und Stephanien auf dem Kontinent eine neue Stufe auszuscheiden, die das wahre Übergangsglied zwischen beiden bildet und dem britischen Upper Coal-Measures und Upper Transition Measures entsprechen würde.

Aus den Waldershare und Fredville Series beschreibt Verf. *Calamites* cf. *C. Cisti* Brongt., *Annularia sphenophylloides* Zenk., *A. stellata* Schloth., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Neuropteris Scheuchzeri* Hoff., *N. rarinervis* Bunb., *N. tenuifolia* Schloth., *N. obliqua* Brongt., *N. (Cyclopteris)* sp., *Odontopteris Lindleyana* Sternb., *Alethopteris lonchitica* Schloth., *A. Serli* Brongt., *Trigonocarpus* sp., *Pecopteris Miltoni* Artis, *P. arborescens?* Schloth., *Mariopteris muricata* Schloth., *Sphenopteris neuropteroides* Boulay, *Eremopteris* cf. *E. artemisiaefolia* Sternb., *Cardiocarpus acutus* Lind. et Hutt., *Lepidodendron* sp., *Lepidophyllum lanceolatum* Lind. et Hutt., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Cordaites principali* Germar, *Cordaicarpus* sp. **H. Salfeld.**

J. Schuster: Zur Kenntnis der Flora der Saarbrücker Schichten und des pfälzischen Oberrotliegenden. (Geogn. Jahresh. XX. Jahrg. 1907. München 1908. 183—243. Taf. V—X. 2 Textbeil. u. 3 Textfig.)

Aus den Saarbrücker Schichten beschreibt Verf. *Hysterites Cordaitis* Grand'Eury, *Sphaerites carbonarius* n. sp., *Ulvopteris* n. g., *U. Ammonis* n. sp., *Sphenopteris artemisiaefolioides* Crépin, *Sph. spinosa* Goepp., *Sph. trifoliolata* Artis, *Mariopteris muricata* Schloth., *Ovopteris cristata* Brongt., *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. attenuata* n. sp., *P. Candolleana* Brongt., *P. pennaeformis* Brongt., *P. abbreviata* Brongt., *P. (Dactylotheca) plumosa* Artis, *P. integra* Andr., *Diplazites longifolius* Brongt., *Alethopteris decurrens* Artis, *A. lonchitica* Schloth., *A. Davreuxi* Brongt., *Odontopteris thinnfeldioides* n. sp., *O. minor* Brongt., *Neuropteris tenuifolia* Schloth., *N. flexuosa* Sternb., *N. heterophylla* Brongt., *Linopteris neuropteroides* Gutb., *L. Münsteri* Eichw., *Cyclopteris orbicularis* Brongt., *C. pinna* n. sp., *Aphlebia Germari* Zeill., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Sph. emarginatum* Brongt., *Sph. longifolium* Germ., *Sph. myriophyllum* Crépin, *Calamites Cisti* Brongt., *Annularia*

stellata Schloth., *A. radiata* Brongt., *A. sphenophylloides* Zenk, *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *A. axillaris* n. sp., *Stachannularia sarana* Weiss, *Palaeostachya arborescens* Sternb., *P. elongata* Presl, *Cingularia typica* Weiss, *Lepidodendron aculeatum* Sternb., *L. dichotomum* Sternb., *L. selaginoides* Sternb., *Sagenaria dichotoma* Gein., *Lepidophloios macrolepidotus* Goldenb., *Lepidophyllum majus* Brongt., *Lepidostrobus Geinitzi* Schimp., *Sigillariostrobus Goldenbergi* Feistm., *Lycopodites Gutbieri* Goepp., *L. carbonaceus* Feistm., *Artisia transversa* Artis, *Cordaites borassifolius* Sternb., *C. principalis* Germ., *C. palaeformis* Goepp., *Cordaiocarpus eximius* Grand'Eury, *C. major* Brongt., *C. cerasiformis* Gutb., *Cordaianthus pauciflorus* Weiss, *Trigonocarpus Noeggerathi* Sternb., *Tr. Noeggerathi* var. *affinis* n. var., *Tr. sporites* Weiss, *Hexagonocarpus crassus* Renault, *Titanophyllum Grand'Euryi* Renault, *Dicranophyllum gallicum* Grand'Eury.

Aus den Lebacher Schichten beschreibt Verf.: *Excipulites callipteridis* Schimp., *Callipteris conferta* Sternb., *Alethopteris brevis* Weiss.

Die oberen Saarbrücker Schichten sind von Potonié der Flora V zugeteilt. Später wies der genannte Forscher darauf hin, daß es zweckmäßig sei, den hangenden Teil der unteren Saarbrücker Schichten der Flora V schon zuzurechnen. Flöz 13 (Aster) der Grube Dudweiler, eines der mächtigsten und pflanzenreichsten Flöze, lieferte keine Arten, die speziell für die Flora V charakteristisch sind. A. Prietze stellt dies Flöz auch zur unteren Abteilung der Fettkohlengruppe. Aus der hangenden Abteilung, der nach der neueren Einteilung von A. Prietze die Flöze 3—10 von Dudweiler, 3—10 von Sulzbach und 2—10 von Altenwald zuzurechnen sind, lagen Verf. nur wenige Pflanzen vor, nämlich *Sphenopteris trifoliolata, Ovopteris cristata, Pecopteris abbreviata, P. pennaeformis, Odontopteris thinnfeldioides.* Unter dieser geringen Zahl von Arten aus der hangenden Abteilung der unteren Saarbrücker Schichten befindet sich kaum eine einzige, die auf eine Weiterentwicklung der Flora hinweist. Weitere Untersuchungen werden hierin wohl noch Klärung bringen, jedenfalls ist die Abgrenzung der Floren IV und V noch lange nicht abgeschlossen.

Verf. weist ferner darauf hin, daß sich in den Saarbrücker Schichten auch Arten befinden, die bisher in der Flora IV und V nicht beobachtet waren und für die nächstfolgenden Florenabschnitte charakteristisch sind. Hierher gehören *Pecopteris candelleana,* die bisher nur aus den Ottweiler Schichten bekannt war; ihr Vorkommen in den mittleren Schichten (Grube Reden) beweist, daß deren Flora gegenüber derjenigen der unteren Saarbrücker Schichten, aus denen diese Art nicht bekannt ist, sich derjenigen der oberen Schichten nähert; ferner *Pecopteris abbreviata,* bisher hauptsächlich der Flora V zugeschrieben, ist in den unteren Saarbrücker Schichten nicht selten und schon in den tiefsten Kohlen der Rischbachbohrung gefunden; weiter *Pecopteris integra*, die für die Flora VI charakteristisch ist, findet sich in den unteren Saarbrücker Schichten häufig; *Annularia stellata,* für die Flora V charakteristisch, tritt vereinzelt in der Flora IV auf; *Hexagonocarpus crassus,* durch Zeiller aus Commentry bekannt, kommt

sowohl in Flora IV und V vor; *Dicranophyllum gallicum*, bisher nur aus dem oberen produktiven Carbon und unteren Rotliegenden (Flora VI und VII) bekannt, tritt auf der Grube St. Ingbert schon tiefer auf.

Es dürften somit die unteren Saarbrücker Schichten (Fettkohlengruppe) der Flora IV, die mittleren (Flammkohlengruppe) der Flora V entsprechen, während die Flora VI den Ottweiler Schichten einschließlich der oberen Saarbrücker Schichten entspricht.

In *Ulvopteris* haben wir ein neues Blattgenus, das zwischen *Sphenopteridium* und *Cardiopteris* die Mitte hält, bezw. zwischen *Cardiopteris* und *Rhacopteris*. Jedenfalls dürfte die bis jetzt einzige Art *Ulvopteris Ammonis* zur Familie der Archäopteriden gehören, die in den unteren Saarbrücker Schichten nur noch sehr selten sind, daher floristisch von großem Interesse ist.

Teil C behandelt die Pflanzen des Oberrotliegenden, das bis jetzt im allgemeinen als pflanzenleer galt; nur Walchien und Kieselhölzer waren bisher bekannt, so daß man sich von der jüngsten Rotliegendflora kaum ein annäherndes Bild machen konnte. In der bayrischen Rheinpfalz haben sich nun an mehreren Stellen gut erhaltene Pflanzen in diesen Schichten gefunden. Die wichtigsten Fundpunkte sind Kornkiste bei Untersulzbach und Wingertsweiler Hof (Geogn. Blatt Donnersberg).

Verf. beschreibt *Sphenopteris germanica* Weiss, *Pecopteris polymorpha* Brongt., *Callipteris conferta* Sternb., *Neuropteris* cf. *Grangeri* Brongt., *Cyclopteris cordata* Goepp., *Sphenophyllum emarginatum* Brongt., *Bowmanites* sp., *Calamites (Stylocalamites) Suckowi* Brongt., *C. cruciatus* Sternb., *Annularia stellata* Schloth., *Stachannularia tuberculata* Weiss, *Calamodendrostachys* sp., *Lepidophloios* cf. *laricinus* Sternb., *Sigillaria camptotaenia* Wood, *Sigillariostrobus* cf. *Gaudryi* Ren. et Zeill., *Radicites capillaceus* Lindl. et Hutt., *Doleropteris pseudopeltata* Grand'Eury, *Dicranophyllum Beneckeanum* Sterz., *Walchia piniformis* Schloth., *W. filiciformis* Schloth., *Ullmannia frumentaria* Goepp., *U. Bronni* Goepp., *Gomphostrobus Reisi* n. sp., *Samaropsis ulmifolia* Goepp., *Dadoxylon (Walchia?) Schrollianum* Goepp. Ferner ein Insektenrest, *Procopoblatta Schusteri* n. g. et n. sp. Handlirsch, eine Schabe.

Diese Rotliegendflora ist durch zwei bemerkenswerte Eigentümlichkeiten ausgezeichnet; die langlebigen Cordaiten, die noch im mittleren Rotliegenden nachgewiesen sind, fehlen — sie sind ausgestorben. [Es ist hier an die als *Yuccites* bezeichneten Reste zu erinnern, die eventuell mit Cordaiten etwas zu tun haben könnten und von der Trias bis in die Kreide reichen. Siehe das Referat über „Arber, On the Affinities of the Triassic Plant *Yuccites vogesiaceus*“. Ref.] Zweitens treten dafür Zechstein- bezw. mesozoische Typen auf — *Ullmannia frumentaria* Goepp., die Leitpflanze des Zechsteins, und der tierische Rest, *Procopoblatta Schusteri*, zeigt durch die Andeutung von Schaltadern zwischen den Ästen der Subcosta eine Charaktereigentümlichkeit mesozoischer Familien.

Betrachtet man die Zusammensetzung der fossilen Flora im einzelnen, so lassen sich folgende Gruppen unterscheiden, die zugleich wesentlich zur paläontologischen Charakterisierung des Oberrotliegenden beitragen.

1. Typische, nur auf das Carbon beschränkte Pflanzen fehlen.

2. Langlebige Permocarbonpflanzen, also solche, die vom produktiven Carbon bis ins mittlere und, wie wir jetzt wissen, auch ins obere Rotliegende gehen: *Pecopteris polymorpha* Brongt., *Sphenophyllum emarginatum* Brongt., *Calamites Suckowi* Brongt., *C. cruciatus* Sternb. var. *infractus* Gutb., *Annularia stellata* Schloth., *Stachannularia tuberculata* Weiss, *Lepidophloios* cf. *laricinus* Sternb., *Radicites capillaceus* Lindl. et Hutt. Alles Arten, die schon in den unteren Saarbrücker Schichten auftreten, *Calamites Suckowi* Brongt. sogar schon im Culm.

3. Obercarbonisch-permische Pflanzen. Hierzu sind zu stellen: *Neuropteris* cf. *Cistii* Brongt., *Bowmanites* sp., *Calamodendrostachys* sp., *Sigillaria camptotaenia* Wood, *Sigillariostrobus* cf. *Gaudryi* Ren. et Zeill., *Doleropteris pseudopeltata* Grand'Eury.

4. Permpflanzen: *Sphenopteris germanica* Weiss, *Callipteris conferta* Sternb., *Cyclopteris cordata* Goepp., *Dicranophyllum Beneckeanum* Sterz. *Walchia piniformis* Schloth., *W. filiciformis* Schloth., *Gomphostrobus Reisi* Schuster, *Samaropsis ulmifolia* Goepp., *Dadoxylon Schrollianum* Goepp.

5. Oberpermisch-mesozoische Reste: *Ullmannia frumentaria* Goepp., *U. Bronni* Goepp., *Procopoblatta Schusteri* Handl.

Verf. charakterisiert demnach die Flora des Oberrotliegenden der bayerischen Rheinpfalz als eine Rotliegendflora mit Zechstein- bezw. mesozoischen Typen ohne Cordaiten, die in Potonié's Flora IX eingereiht werden könnte.

Im Perm findet nichts anderes statt als ein außerordentlich langsames Verschwinden und Absterben der carbonischen Flora. Auch da, wo man gewöhnlich das Perm beginnen läßt, hat die Flora gegenüber derjenigen des oberen Carbon durchaus keinen verschiedenen Charakter; denn schon im oberen Carbon beginnen Pflanzen aufzutreten, die im Perm ihre Hauptverbreitung besitzen und daher gern als Leitpflanzen des Perm angesprochen werden, ohne daß ihr Vorkommen an sich schon die permische Natur der betreffenden Ablagerungen beweist. Nach dem Verf. spricht auch die Flora des Oberrotliegenden in der bayrischen Rheinpfalz für ein trockenes Klima, in der Wärme wohl ähnlich der des Carbon vorhanden war.

Bemerkenswert ist, daß die Floren lokal verschieden sind, nur wenige Pflanzen, aber gerade die Leitpflanzen des Perm sind den Floren von Kornkiste und Wingertsweiler Hof gemeinsam, nämlich *Callipteris conferta* und *Walchia piniformis*, sonst ist an ersterer Lokalität eine typische Rotliegendflora, an letzterer eine Zechsteinflora vorhanden, was außerdem seine Erklärung darin findet, daß an letzterer Lokalität nur die sogen. untere Tonsteinbank, an ersterer nur die obere erschlossen ist. Es ist demnach in der Entwicklung der Flora hier ein Sprung zu konstatieren.

H. Salfeld.

R. Caspary: Die Flora des Bernsteins und anderer fossiler Harze des ostpreußischen Tertiärs. Nach dem Nachlasse des Verstorbenen bearbeitet von R. Klebs. Bd. I. (I. Thallophyten. II. Bryophyten. III. Pteridophyten. IV. Gymnospermen.) (Abhandl. k. preuß. geol. Landesanst. N. Folge. Heft 4. Text 1906. Atlas 1907. 181. 30 Taf.)

Algen hat Verf. trotz früherer Angaben bis jetzt im Bernstein nicht sicher nachweisen können.

Von Pilzen sind eine größere Zahl parasitischer bekannt geworden: *Fungites capillaris* n. sp. Casp. et Klebs, *F. pullus* n sp. Casp. et Klebs, *F. hurtus* n. sp. Casp. et Klebs, *F. macrochaetes* n. sp. Casp. et Klebs, *Acremonium succineum* Casp., *Gonatobotrys primigenia* Casp., *Torula globulifera* Casp., *T. heteromorpha* Casp., *Ramularia oblongispora* Casp., *Stilbum succini* Casp.

Außer schlecht erhaltenen Krustenflechten an Stämmen von Ligniten und einer *Parmelia* aus der Braunkohle der Wetterau sind Flechten nur aus dem Bernstein bekannt. Die von Goeppert als *Cornicularia* sp. bezeichneten Stücke sind nach Caspary nicht zur Gattungsbestimmung ausreichend. Von ihm wurde nur eine *Cetraria* sp. festgestellt, während Klebs noch ein großes Polster einer *Cladonia* gesammelt hat.

II. Bryophyta. Lebermoose hat Goeppert zu noch lebenden Arten gestellt. Caspary hält dies indessen für unbegründet. Letzterer untersuchte über 60 verschieden erhaltene Einschlüsse von Resten dieser Klasse und stellte darunter die nachstehenden Gattungen und Arten fest. *Phragmicoma magnistipulata* Casp., *Ph. contorta* Casp., *Ph. suborbiculata* Casp., *Ph. suborbiculata* var. *sinuata* Casp., *Lejeunia pinnata* Casp., *L. Schumanni* Casp., *L. latiloba* Casp., *L. alifera* Casp., *Frullania truncata* Casp., *Fr. primigenia* Casp., *Fr. varians* Casp., *Fr. acuta* Casp., *Fr. magniloba* Casp., *Fr. tenella* Casp., *Mathotheca lignifera* Casp., *Radula oblongifolia* Casp., *Lophocolea polyodus* Casp., *Jungermannia dimorpha* Casp., *J. sphaerocarpoides* Casp.

Von Laubmoosen sind Goeppert's *Muscites hirsutissimus, M. apiculatus* und *M. dubius* auszuscheiden. Verf. stellte dagegen folgende fest: *Dicranites* n. g., *D. Casparyi* n. sp. Klebs, *D. obtusifolius* n. sp. Casp. et Klebs, *D. subflagellare* Goepp. sp., *Muscites Hauchecornei* n. sp. Casp. et Klebs, *M. totifolius* n. sp., Casp. et Klebs.

III. Pterdophyta. Von dieser Klasse haben sich nur zwei bestimmbare Arten gefunden, *Pecopteris Humboldtiana* G. et B. und *Alethopteris serrata* Casp., deren nähere Stellung nicht zu ermitteln war.

IV. Gymnospermae. Von Cycadeen haben sich nur schlecht erhaltene Blattreste gefunden, die als *Zamiophyllum sambiense* n. sp. Casp. et Klebs bezeichnet werden. Die Zahl der Coniferen ist sehr groß. Beschrieben sind: *Widdringtonites oblongifolius* var. *longifolius* n. var. Casp., *W. oblongifolius* Goepp. sp., *W. lanceolatus* n. sp. Casp., *Librocedrus subdecurrens* n. sp. Casp., *Thuites lamelliformis* n. sp. Casp., *Th. succineus* n. sp. Casp. et Klebs, *Th. carinatus*

n. sp. Casp. et Klebs, *Th. borealis* n. sp. Casp. et Klebs, *Chamaecyparis mengeanus* Goepp. sp., *Ch. Casparyi* n. sp. Klebs, *Ch. massiliensis* Sap., *Cupressites (Chamaecyparis) Schenkii* n. sp. Casp. et Klebs, *C. (Ch.) Linkianus* Goepp., *C. (Ch.) Sommerfeldii* n. sp. Casp. et Klebs, *C. sambiensis* n. sp. Casp. et Klebs, *C. Conwentzii* n. sp. Klebs, *Cupressianthus polysuccus* n. sp. Casp., *C. magnus* n. sp. Casp., *Juniperus major* n. sp. Casp., *J. minor* n. sp. Casp., *Glyptostrobus europaeus* Brongt., *Sequoia Sternbergii* Heer, *S. Couttsiae* Heer, *S. brevifolia* Heer, *Podocarpites Kowalewskii* n. sp. Casp. et Klebs, *Pinus (Taeda) Künowii* n. sp. Casp., P. (T.) *dolichophylla* n. sp. Casp., *P. (T.) Schiefferdeckeri* n. sp. Casp. et Klebs, *P. (Cembra) cembrifolia* n. sp. Casp., *P. Wredeana* Casp., *P. multicellularis* n. sp. Casp. et Klebs, *P. Schumanni* n. sp. Casp., *P. Reichiana* Casp., *P. Kleinii* Conw., *Piceites Schenkii* n. sp. Casp. et Klebs, *Pinus (Larix.?) serrata* n. sp. Casp., *P. (L.?) Laricio-Thomasiana* Heer, *Abies Schuckerii* n. sp. Casp. et Klebs, *A. linearis* n. sp. Casp. et Klebs.

Bemerkenswert ist, daß sich in dem reichen Bernsteinmaterial kein *Taxodium* und keine Araucariacee gefunden haben, trotz der angeblichen Funde Goeppert's. **H. Salfeld.**

H. Engelhardt: Tertiäre Pflanzenreste aus den Fajûm. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. **20**. 1907. 206—216. Taf. XVIII u. XIX.)

Das geologische Alter dieser Fajûm-Flora ist „wegen ihres ausgeprägten indisch-australischen Charakters unzweifelhaft als Eocän zu bezeichnen". Die Blätter stammen aus dem mittleren Teile der Karr-es-Saga-Stufe, die Oppenheim und Blankenhorn dem Obereocän (Bartonien) zurechnen.

Beschrieben sind: *Ficus leucopteroides* n. sp., *F. crenatifolia* n. sp., *F. Martii* Ett., *F. callophylloides* n. sp., *F. curvatifolia* n. sp., *F. Stromeri* n. sp., *F. fajumensis* n. sp., *F. Blankenhorni* n. sp., *Artocarpidium Desnoyeri* Wat., *Litsaea magnifica* Sap., *Tetranthera lybica* n. sp., *Cinnamomum eocaenicum* n. sp., *C. africanum* n. sp., *Maesa Zitteli* n. sp., *Securidaca tertiaria* n. sp., *Juglans caryoides* Wat., *Melastomites radobojana* Ung., *Eucalyptus oceanica* Ung., *Pterocarpus aegyptiacus* n. sp., *Pt. suborbicularifolus* n. sp., *Cassia ambigua* Ung. **H. Salfeld.**

O. Renner: *Teichosperma*, eine Monokotylenfrucht aus dem Tertiär Ägyptens. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. 20. 1907. 217—220. 6 Textfig.)

Verf. beschreibt aus dem Unteroligocän des Fajûm in Ägypten, aus der „Fluviomarinstufe" Beadnell's, eine Monokotylenfrucht aus dem Kreise der Araceen oder Pandaceen. Eine anatomische Untersuchung der Reste

war nicht möglich, da in dem Brauneisenstein alle Struktur geschwunden war. Das Gynäceum erscheint aus zwei median stehenden Karpellen aufgebaut, ist einfächerig und trägt an zwei parietalen, den Nähten entsprechenden Placenten je etwa 6 in zwei Reihen geordnete, wahrscheinlich hängende Samenanlagen. Andeutungen von einer Blütenhülle und Staubblättern sind nicht erhalten. Hierdurch ist eine Übereinstimmung mit den Araceen, mehr noch, besonders auch habituell, mit den Pandaceen gegeben. Verf. stellt für den Rest einen neuen Gattungs- und Artnamen auf, *Teichosperma spadiciflorum* n. g. et n. sp. **H. Salfeld.**

W. Gothan: Über einige in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60.** 1908. Monatsber. 22. Mit 1 Textfig.)

Die vom Verf. untersuchten Hölzer wurden von Lotz als Geschiebe auf dem Wege von Keetmannshoop nach Huns gefunden. Das Material ist außerordentlich wertvoll, da es sich in jedem Stück um ein Unikum handelt. An dieser Stelle behandelt Verf. nur einen Rest, *Dadoxylon scleroticum* n. sp., das weitere Material will Verf. in einer späteren ausführlicheren Arbeit veröffentlichen.

Am auffälligsten ist der 6 cm betragende Markkörper, der von runden, $\frac{1}{2}$—3 mm im Durchmesser betragenden, sklerotischen Körpern durchzogen wird, während der Innenraum von zartwandigerem Gewebe mit gestreckten Zellen eingenommen wird. Durch Anwendung von polarisiertem Licht konnten auch die Hoftüpfel sichtbar gemacht werden. Die Anordnung dieser zeigt, daß es sich um *Dadoxylon*- (araucaroide) Struktur handelt. Indessen steht der Rest wegen der Markstruktur gänzlich isoliert da, man kann sich daher aus Mangel an Vergleichsobjekten kein Bild von der systematischen Zugehörigkeit machen, deshalb hat Verf. dies Holz bei *Dadoxylon* belassen.

Welcher Formation das Holz angehört, ist unsicher. Der große Markkörper weist auf das Paläozoicum, wo viele Gymnospermen sehr weites Mark besitzen. Es hat den Anschein, daß dieser Rest aus einer Formation stammt, aus der wir in bezug auf die Anatomie der Pflanzen noch nichts kennen. Eine solche sind die *Glossopteris*-Schichten. Jedenfalls dürfte wohl das Paläozoicum bis zum Obercarbon, das Mesozoicum vom Jura an und das Känozoicum nicht in Frage kommen.

H. Salfeld.

F. W. Oliver: On *Physostoma elegans* Williamson. An Archaic Type of Seed from the Palaeozoic Rocks. (Annals of Botany. **23.** No. LXXXIX. 1909. 73—116. Taf. V, VI, VII u. 10 Textfig.)

Physostoma elegans sind kleine Samen von 5,5—6 mm Länge, die in der allgemeinen Organisation viel Übereinstimmung mit *Lagenostoma*-Arten zeigen. Der Same ist gerippt und in der Apikalregion von freien

Integumenten umgeben. Der Querschnitt ist kreisförmig, von kaum 2 mm Durchmesser. Die Rippen sind stark behaart. Der Nucellus nimmt $\frac{5}{6}$ des ganzen Samens ein und endigt in eine große apikale Pollenkammer. Das longitudinal gestreifte Integument ist fast ganz mit dem Nucellus verwachsen. Erst gerade unter der Pollenkammer löst es sich im ganzen ab und teilt sich in 10 Arme oder Tentakeln, die die Pollenkammer umgeben. Die Tentakeln sind die unmittelbare Fortsetzung der Rippen. Hierdurch wird das gewöhnliche Mikropylenrohr durch die freien Arme vertreten, ein

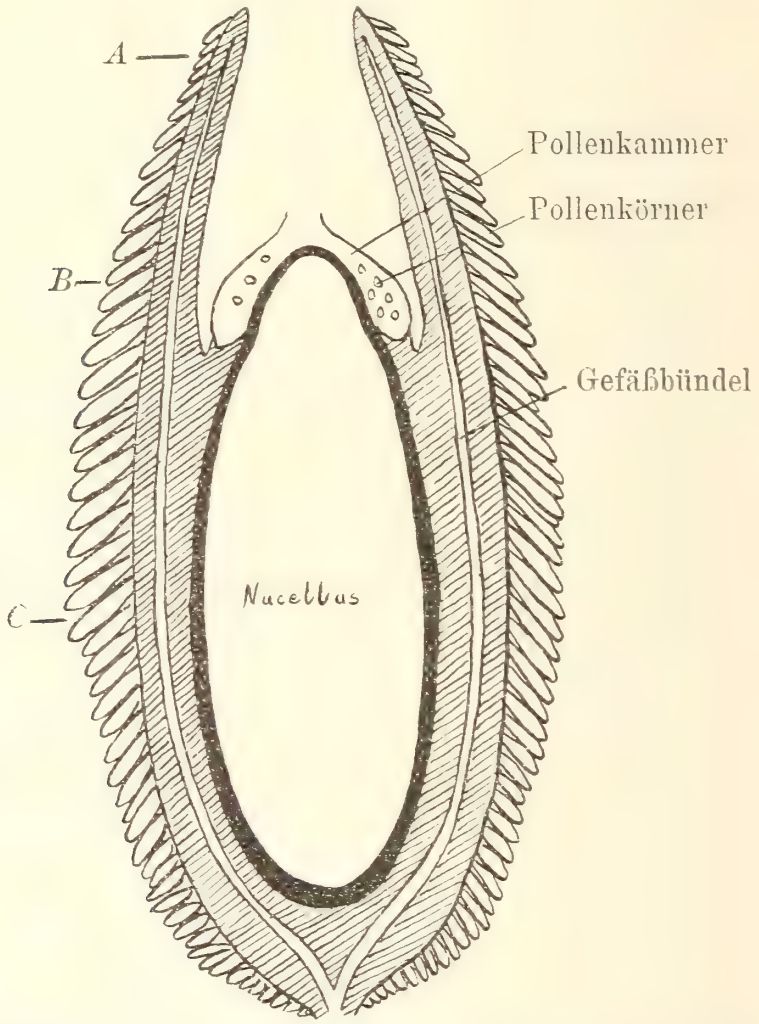


Fig. 1. Schematischer Längsschnitt von *Physostoma elegans*.
(Nach Oliver.)

Merkmal, durch das sich *Physostoma elegans* von allen bisher fossil oder rezent bekannt gewordenen Samen unterscheidet.

Das augenfälligste Merkmal an *Physostoma*, durch das sich selbst die kleinsten Fragmente erkennen lassen, sind die langen, keulenförmigen Haare auf den Rippen und der Außenseite der Tentakeln, die immer in tadelloser Erhaltung gefunden wurden. Zweifellos hüllten diese im Leben die Samen vollständig ein.

Das Bündelsystem hat im großen und ganzen dieselbe Verteilung wie bei *Lagenostoma Lomaxii*. Ein Zufuhrbündel tritt in die Basis des Samens

ein und teilt sich sogleich in ebensoviele Stränge als Rippen vorhanden sind. Die Stränge bleiben im Inneren unter den Rippen und reichen fast bis an das Ende der Tentakeln. Verbindungsbündel mit der Pollenkammer sind nicht vorhanden.

Das Grundgewebe der Samenhülle besteht aus einem dünnwandigen, dichtgedrängten Gewebe prismatischer Zellen, die parallel der Achse des Samens verlängert sind. Anzeichen einer allgemeinen Verhärtung der Zellwände sind nicht vorhanden, ebenso keinerlei besondere, verhärtete

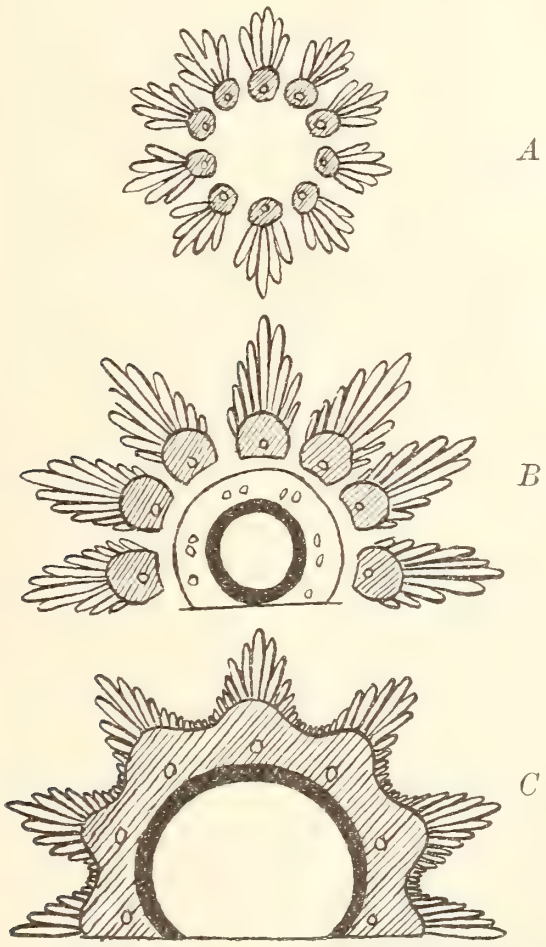


Fig. 2. Schematische Querschnitte von *Physostoma elegans*. *A*, *B* und *C* entsprechen den in Fig. 1 mit *A*, *B* und *C* bezeichneten Stellen. (Nach Oliver.)

Zellagen, wie dies bei vielen Samen derselben Periode sich findet. Dem Anschein nach war *Physostoma* weder nußartig noch ein saftreicher Same.

Der Nucellus ist vom Cycadeen-Typus. Den größten Teil nimmt der Embryosack ein. Das freie Ende bildet, wie gewöhnlich, eine Pollenkammer, die im Verhältnis zum Samen sehr groß ist. Der innere Hohlraum des Nucellus erreicht eine Länge von 4 mm und ist von einer gleichmäßigen Lage ausgekleidet, die als schwarzer, opaker, strukturloser Saum erhalten ist. Bemerkenswert ist ferner, daß der Embryosack mit einer konischen Papilla in die Pollenkammer hineinragt. Das ausgesprochene

Überdecken durch die Pollenkammer über den Embryosack ist ein außergewöhnliches Bild und erinnert im ganzen an die Verhältnisse bei *Gingko*.

Die größte Anzahl der Samen zeigt 10 Rippen, während auch solche mit 9, 11 und 12 vorkommen unter den 53 untersuchten Exemplaren. Es ist also in dieser Hinsicht eine ähnliche Variabilität zu beobachten wie bei Blumenblättern heute lebender Pflanzen. Verf. untersuchte nach dieser Richtung 1350 Blüten von *Sempervivum Funkii* und fand hierfür ein ähnliches Variabilitätsverhältnis.

Aus der großen Menge von Pollenkörnern in der Pollenkammer ist zu schließen, daß die Übertragung des Staubes eine außerordentlich wirksame gewesen sein muß. Ohne Zweifel spielte ein flüssiges Exkret aus der Pollenkammer eine Hauptrolle bei der Bestäubung, gleich der rezenter Gymnospermen. Da die Tentakeln ein dicht geschlossenes Rohr um die Pollenkammer bildeten, ist wohl kaum anzunehmen, daß der Wind diese Menge von Pollenkörnern hierher gebracht hat, vielmehr Insekten bei der Bestäubung eine Hauptrolle gespielt haben dürften. Vielleicht können wir mehr über die Bestäubung der Pteridospermen sagen, wenn die lebenden Cycadeen, wie *Welwitschia* und andere Gymnospermen in ihren Beziehungen zu den Insekten näher untersucht sind.

Die Pollenkörner sind ellipsoidal, 55 zu 45 μ groß. Es sind dies die kleinsten, die bei Pteridospermen gefunden sind. Viele von ihnen zeigen ein inneres Zellnetz, das an die Struktur der Pollenkörner von *Stephanospermum akenioides* erinnert. Besonders die größte innere Zelle mag ein Spermatozoid erzeugt haben. Ob die kleineren als Reste eines Prothallium zu deuten sind, muß unentschieden bleiben. In einem Schliff fand Verf. am Grunde der Pollenkammer fünf gleichgroße ovale Körper, deren einer noch im Zusammenhange mit dem Reticulum war. Ihre Größe ist 20 zu 15 μ. Sie besitzen eine fast nierenförmige Gestalt. Anhänge oder Cilien sind nicht gefunden. Es dürfte sich hier um Spermatozoiden handeln.

In dem Ringe der Gefäßstränge, angrenzend an das Tapetum, befinden sich Drüsen. Ein ebensogut und ähnlich entwickeltes Tapetum zeigt *Conostoma oblongum*. Ein Prothallus beobachtete Verf. in einigen Fällen als ein äußerst feines Gewebe. Archegonien sind nicht gefunden.

Verf. beschreibt zwei Arten von *Physostoma*, *Ph. elegans* und *Ph. Kidstonii*, das von Arber als *Lagenostoma* gedeutet wurde. *Physostoma* scheint *Lagenostoma* (unter Einschluß von *Conostoma oblongum*) sehr nahe zu stehen. Welchen Blättern *Physostoma* zugehört, ist nicht sicher, vielleicht irgendwelchen *Sphenopteris*-Arten. **H. Salfeld.**

Mineralogie.

Kristallographie. Mineralphysik. Mineralchemie. Flüssige Kristalle.

Gotthard Smolař: Die Messung der Kantenwinkel mittels eines Vertikalilluminators am Reflexionsgoniometer. (Zeitschr. f. Krist. **44**. 1908. p. 391—393. Mit 2 Textfig.)

Um die ebenen Winkel der Zwillingskanten mit den benachbarten Kristallkanten oder auch andere ebene Winkel zu messen, auch bei Ätzfiguren, bringt Verf. vorn am Kollimator des Fues'schen Goniometers einen abnehmbaren Vertikalilluminator an, durch den die Brauchbarkeit des Instruments wesentlich erhöht wird. Die Vorrichtung wird beschrieben und abgebildet. **Max Bauer.**

G. Friedel: Études sur la loi de Bravais. (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 326—455. 1907.)

Von den Formen, in denen das geometrische Grundgesetz der Kristallographie ausgesprochen werden kann, läßt Verf. das „in Deutschland noch immer in Ehren stehende, in Frankreich glücklicherweise immer als wenig befriedigend betrachtete" Gesetz der Zonen außer Betracht und gibt ihm folgende Fassung: die durch diskontinuierlich-vektorielle Eigenschaften charakterisierten Ebenen erhalten bei geeigneter Wahl der Koordinatenachsen einfache Indizes. Es wird (wie bereits von Liebisch geschehen) die Analogie mit dem Gesetz der multiplen Proportionen betont, ebenso, daß das Gesetz nicht strenge beweisbar sei, indessen vermißt Ref. einen Hinweis darauf, daß nicht nur die Erfahrungen über die Winkel, sondern, wie ebenfalls von Liebisch hervorgehoben, auch jene über die Anordnung gleichartiger Kristallflächen (Symmetrie) damit im Einklang sind.

Verf. kritisiert die Versuche, namentlich von Mallard, das Grundgesetz aus Annahmen über die Anisotropie und Homogenität der kristallinen Materie abzuleiten und weist darauf hin, daß nach Mallard's Voraussetzungen über die paramorphe Umwandlung die verschiedenen

Modifikationen (mindestens annähernd) dieselbe Spaltbarkeit etc., dieselben Kristallflächen, kurz dieselben diskontinuierlich-vektoriellen Eigenschaften hätten haben müssen. Ebenso kritisiert er die Theorie von SCHOENFLIES, die er weder für neu noch für eine Vervollkommnung der Raumgittertheorie hält, sondern die nur das Allgemeinste über ein Medium aussage, von welchem nichts als die Eigenschaft der Periodizität bekannt sei.

Unter der Annahme einer gitterförmigen Struktur der Kristalle unternimmt es Verf. dann, zu zeigen, daß die Wichtigkeit (Häufigkeit, Größe und physikalische Bedeutung) der Kristallflächen in erster Linie abhängig sei von ihrer Netzdichte in bezug auf ein gewisses Gitter, daß anderen bisher noch ganz unbekannten Faktoren hingegen nur ein ganz sekundärer Einfluß zukomme, so daß man dem Grundgesetz folgende Fassung geben könne:

Die Wichtigkeit der hinsichtlich der diskontinuierlich-vektoriellen Eigenschaften ausgezeichneten Ebenen ist vor allem eine Funktion ihrer Netzdichte in bezug auf ein parallelepipedisches Gitter und wächst mit dieser Netzdichte.

Die Größe der Maschen einer Ebene (p q r) ist nach BRAVAIS:

$$S^2 = Ap^2 + Bq^2 + Cr^2 + Dpq + Eqr + Frp,$$

worin A, B . . . Konstante der Kristallart sind. Diese Formel gestattet bekanntlich eine erheblich weitergehende Prüfung der Erfahrungen über das Auftreten der Kristallflächen als das Rationalitätsgesetz, wenn man die Annahme macht, daß die Netzdichte für die hinsichtlich der diskontinuierlich-vektoriellen Eigenschaften ausgezeichneten Ebenen besonders groß sei. Sie läßt z. B. bei Anatas und Schwefel unter der Voraussetzung, daß ihnen ein Gitter nach quadratischen bezw. rhombischen zentrierten Säulen zukomme, verstehen, daß hier Formen {1 1 l} mit ungeradem l häufiger sein werden als solche mit geradem l, daß ferner unter den Formen mit lauter ungeraden Indizes die genannten häufiger sein werden als die Formen {h 1 1} und {1 k 1} u. ä., wenn nämlich der dritte Parameter jener Gitter erheblich größer genommen wird als die beiden anderen.

Allgemein ist bei der Wahl eines Gitters für einen Kristall zum Zweck der Vergleichung der Netzdichte mit der Wichtigkeit seiner Flächen namentlich folgendes zu berücksichtigen:

1. Ist die durch die Parameter a, b, c bestimmte Masche zentriert, so ist der von der Formel für S^2 gelieferte Wert für solche Flächen durch 2 zu dividieren, für welche $p+q+r$ gerade ist. Derartige Flächen haben also eine besonders große Netzdichte, so daß z. B. (110), (011) und (101) im allgemeinen dominieren werden über (100), (010) und (001), ebenso (112), (121) und (211) über (111) usw.

2. Ist eine Seite der Masche zentriert, z. B. x, y, so ist S^2 für alle Flächen durch 2 zu dividieren für die $(p+q)$ gerade ist, dann wird z. B. die Netzdichte von (110), (201) und (021) größer sein als von bezw. (011), (101), (102).

3. Sind alle Seiten der Masche zentriert, so ist S durch 2 zu dividieren, wenn alle 3 Indizes ungerade sind; es werden also z. B. (111), (311), (113), (115) usw. hinsichtlich der Netzdichte begünstigt sein vor Formen, bei denen einer der Indizes etwa 0 oder 2 ist.

Mit Hilfe dieser Regeln kann man in den Kristallsystemen, bei denen die Achsenrichtungen durch die Symmetrie vorgeschrieben sind, meist ziemlich leicht für jede Kristallart auf Grund der Indizes der beobachteten Flächen die Art des Gitters und die an dem üblichen Achsenverhältnis etwa vorzunehmende Änderung der Parameter erkennen, bei monoklinen und triklinen Kristallen dagegen führt zuweilen nur ein umständliches Probieren zum Ziel.

Als Beispiele für einfache Fälle sind berechnet:

Turmalin: für $\dot{c} = 0{,}4477$ sind bei Anordnung der Flächen nach abnehmender Netzdichte die ersten 20 alle beobachtet, die dann noch folgenden sind alle selten. Diese Übereinstimmung zwischen der zu erwartenden und beobachteten Häufigkeit ist namentlich bemerkenswert wegen der Geneigtflächigkeit, ihr Einfluß scheint sich also erst bei geringer Netzdichte bemerkbar zu machen. Vergleicht man Formen mit gleichzifferigen Indizes wie (pqr), (prq), ($p\bar{q}r$) etc. miteinander, so zeigt sich, daß, mit wenigen Ausnahmen, jedesmal die beobachtet sind, die die größte Netzdichte haben, z. B. ($41\bar{5}$) ($S^2 = 126{,}0$) und ($51\bar{4}$) (151,8), nicht aber ($54\bar{1}$) ($S^2 = 541$) und (541) ($S^2 = 774{,}5$). Ordnet man die Formen mit gleichzifferigen Indizes je in einer Reihe nach absteigender Netzdichte, zählt in jeder Reihe die Zahl der nicht beobachteten Formen, welche jeder beobachteten folgt, ebenso die Zahl der nicht beobachteten, welche jeder beobachteten voraufgeht, bildet je die Summe A und B dieser Zahlen für alle Reihen, so wäre, wenn lediglich der Grad der Einfachheit der Indizes das Auftreten der Flächen bestimmte, als wahrscheinlich zu erwarten, daß das Verhältnis $A : B = R$ jener Summen gleich der Einheit wäre. Man findet aber beim Turmalin $A : B = 63 : 8 = R$. R soll also gewissermaßen die Überlegenheit der die Netzdichte berücksichtigenden Fassung des Grundgesetzes gegenüber der gewöhnlichen anzeigen. Die gewöhnliche Fassung des Gesetzes würde nicht erkennen lassen, ob man dem Turmalin ein rhomboedrisches oder ein hexagonales Gitter zuzuweisen hätte. Täte man das letztere unter Benutzung derselben Flächen zur Bestimmung der Achse $\dot{c}$ wie vorher, so würde die Netzdichte der Flächen keineswegs ihrer Wichtigkeit entsprechen, man müßte, um diese Diskordanz zu erklären, etwa der Teilflächigkeit der Kristalle einen großen Einfluß zuschreiben.

Rhombischer Schwefel. Aus der Größe und Häufigkeit der Flächen (111) und (001) wird auf ein Gitter nach rhombischen zentrierten Säulen mit den durch die gewöhnliche Grundpyramide gegebenen Abmessungen geschlossen, was sofort durch die große Häufigkeit von Formen mit ungeraden Indizes gegenüber solchen mit geraden bestätigt wird. Ordnet man die Flächen nach ihrer Netzdichte, so sind von den ersten 25

nur 4 nicht beobachtet und der Vergleich der Formen mit gleichzifferigen Indizes ergibt R = 50 : 8. Speziell wird z. B. die Netzdichte von (001) $3\frac{1}{2}$mal so groß wie die von (010), mehr als 5mal so groß wie für (100). In kleinen Abweichungen, wie z. B. dem Fehlen von (012) unter den beobachteten Formen trotz seiner größeren Netzdichte als (115) und (110), sieht Verf. den Einfluß des „motif" (der Beschaffenheit der Füllung des Gitters).

Realgar. Bei Zugrundelegung eines Gitters nach schiefen Parallelepipeden von rechteckiger Basis mit dem Marignac'schen Achsenverhältnis, aber nur halb so großer Achse $\bar{b}$, ordnen sich die Formen nach ihrer Netzdichte in einer Reihe, in der die ersten 18 Formen alle beobachtet sind, an der Spitze steht die beste Spaltfläche (010). R = 171 : 11. Besonders auffallend ist die geringe Netzdichte der nicht beobachteten Formen $(11\bar{2})$. (201) . (101) . (012) . (102) gegenüber der großen Netzdichte der beobachteten Formen (120) . $(20\bar{1})$. (021) . (210), ähnlich (104) gegenüber (140), (114) gegenüber $(14\bar{1})$.

Colemanit. Bei einem Gitter wie vorher mit den durch das gewöhnliche Achsenverhältnis gegebenen Abmessungen ergibt sich eine Reihenfolge nach der Dichte, in der die ersten 18 Formen alle beobachtet sind, die ersten 4 den Habitus bestimmen, die erste die beste Spaltfläche ist. R = 127 : 17. Hinsichtlich der Formen mit gleichzifferigen Indizes gilt dasselbe wie vorher.

Kainit. Bei einem Gitter nach schiefen rhombischen Säulen mit den Abmessungen 1,2187 : 1 : 0,5863, $\beta = 85^0\,6'$, ist die Übereinstimmung in der Reihenfolge nach Netzdichte und Wichtigkeit keine so gute wie vorher; auch hat die Hauptspaltfläche (100) erheblich geringere Dichte als (110) und von den Formen mit gleichzifferigen Indizes sind diejenigen größter Netzdichte vielfach nicht bekannt; gleichwohl ist noch R = 47 : 10.

Kieserit. Ein Gitter derselben Art wie vorher mit dem üblichen Achsenverhältnis ergibt eine noch erheblich schlechtere Übereinstimmung wie vorher, namentlich auch hinsichtlich der vollkommenen Spaltflächen $(11\bar{1})$ und $(11\bar{3})$, für die die Netzdichte erheblich geringer wird als für die unwichtige Fläche (001) mit größter Netzdichte. Trotzdem ist noch R = 26 : 1, was daher rührt, daß von den zahlreichen möglichen Formen mit gleichzifferigen Indizes meist nur eine, und zwar die mit der größten Netzdichte beobachtet ist.

Epidot. Macht man, um die Pseudosymmetrie ins Licht zu setzen, die Kante [102] der gewöhnlichen Aufstellung zur Achse Z, was auf das Achsenverhältnis 1,5787 : 1 : 3,2590, $\beta = 89^0\,26'$ führt, so ist für 45 von den 52 in Dana's System aufgeführten Formen (p q r) der Wert (p + q) gerade, was auf ein Gitter nach schiefen rhombischen Säulen weist, zumal die 7 anderen Formen unwichtig sind; zugleich tritt die Pseudosymmetrie klar hervor, indem zu allen häufigeren Formen (p q r) auch eine Form $(p\,q\,\bar{r})$ bekannt ist. Bei Anordnung nach abnehmender Netzdichte sind die ersten 24 Formen alle beobachtet; S^2 wird für die Spaltfläche (001) = 0,38, (100) = 0,49, für das nie fehlende $(10\bar{1})$ = 0,50, für die

Symmetrieebene schon 1,00, für alle anderen Formen noch größer, R = 195 : 24 (bei Beibehaltung der gewöhnlichen Achsen 116 : 38).

Zoisit. Unter Beibehaltung der gewöhnlichen Achsen und Wahl eines Gitters nach rechtwinkeligen Parallelepipeden ergibt sich eine befriedigende Übereinstimmung zwischen der Wichtigkeit der Flächen und ihrer Netzdichte, R = 40 : 3. Da die Art der Gitter für Epidot und Zoisit verschieden ist, kann letzterer nicht als eine zwillingsartige Gruppierung des ersteren aufgefaßt werden.

Eudidymit und Epididymit. Die Brögger'sche Wahl der Achse $\frac{1}{c}$ annähernd senkrecht zur Hauptspaltfläche (001) soll rhombische Pseudosymmetrie andeuten, obwohl doch keine einzige Gruppe pseudosymmetrischer Formen beobachtet ist und die zweitbeste Spaltfläche dadurch die komplizierten Indizes (55$\bar{1}$) erhält. Verf. macht daher (50$\bar{1}$) zu (001) und (552) zu (11$\bar{1}$), dann wird für die meisten Flächen (p + q) gerade und es ist also ein Gitter nach schiefen rhombischen Säulen zu wählen. Das Netz in (001) wird pseudohexagonal, aber sonst nichts. Nach abnehmender Netzdichte geordnet erscheinen dann unter 16 ersten Formen sämtliche 13 beobachtete und es ist R = 29 : 4. Nach der Brögger'schen Aufstellung gehen die Indizes bis 10, solcher Formen (mit Indizes bis 10) sind 1937 möglich, beobachtet nur 13.

Auch beim Epididymit liegt nach Verf. keine hexagonale Pseudosymmetrie vor. Wird ein Gitter nach rechtwinkeligen Parallelepipeden mit dem Achsenverhältnis 0,5758 : 1,0680 angenommen, so erhalten unter den Formen mit gleichzifferigen Indizes die beobachteten meist die größte Netzdichte, R = 31 : 4. Hinsichtlich der regelmäßigen Verwachsung beider Minerale scheint Verf. beachtenswert, daß das Gitter des einen nun ein einfaches Multiplum des anderen wird, und wenn die Dichten beider als gleich angenommen werden, die bei der Verwachsung parallel liegenden Netzreihen in nahezu gleichen Abständen mit Teilchen besetzt sind. Auch für die Zwillinge nach dem Brögger'schen Gesetz: Zwillingsebene in der Zone [110] senkrecht (001) ergibt sich jetzt das einfachere: Zwillingsebene (44$\bar{1}$) (eine Fläche, die bei Brögger die Indizes (20 . 20 . $\bar{1}$) erhalten hätte). Dabei kann man aber wegen der Verschiedenartigkeit der beiden Gitter nicht das eine durch submikroskopische Zwillingsgruppierungen aus den anderen entstanden denken, womit übereinstimmt, daß die optischen Verhältnisse in beiden grundverschieden sind, daß ebenso unter den beobachteten Formen kaum andere gemeinsam sind als (001) und (010) (Eud.) bezw. (130) (Epid.).

Stephanit. Bei Annahme des gewöhnlichen Achsenverhältnisses ist für die meisten Formen (p + q) gerade, es ist demnach ein Gitter nach rhombischen Säulen anzunehmen, dann ist bei Anordnung der Formen nach abnehmender Netzdichte erst die 36. nicht beobachtet, auch stimmt die Netzdichte gut mit dem pseudohexagonalen Habitus. Die Anordnung nach gleichzifferigen Indizes gibt 64 Reihen, in 49 davon stimmt Häufigkeit und Netzdichte überein, die 15 nicht übereinstimmenden betreffen Formen ohne Bedeutung. R = 282 : 25.

Kupferglanz. Ein Gitter nach rhombischen Säulen gibt eine gute Übereinstimmung zwischen Netzdichte und Wichtigkeit der Flächen, wenn man seine vertikale Kante gleich $\frac{1}{2}\dot{c}$ des gewöhnlichen Achsenverhältnisses macht; die größte Netzdichte hat dann (110), fast gleiche (010) und (001), von den 12 Formen mit größter Netzdichte sind 10 beobachtet, R = 39 : 4.

Wapplerit. Nimmt man die Achse $\breve{a}$ halb so groß wie Frenzel und ein Gitter nach schiefen rhombischen Säulen, so erscheinen 13 von den 14 bekannten Formen an der Spitze der nach der Netzdichte geordneten Formenreihe, als erste die Spalt- und Abplattungsfläche (010). Unter den Formen, die durch geringe Netzdichte auffallen, sind hier viele von sehr einfachen Indizes, wie z. B. (001), (10$\bar{1}$), (101), (012), diese sind tatsächlich auch nicht beobachtet. R kann hier infolge der großen Ungleichheit der Parameter besonders groß werden und erreicht den Wert 47 : 1.

Bournonit. Bei der geringen Ungleichheit der Parameter liegt hier die Sache umgekehrt wie vorher. Für ein parallelepipedisches Gitter ist die Netzdichte bei Flächen mit gleichzifferigen Indizes nahezu gleich; dementsprechend sind davon jene mit einfachen Indizes meist auch alle beobachtet und in den Reihen mit höheren Indizes stehen die beobachteten nicht gerade am Anfang, so daß R nur 106 : 103 wird. Immerhin sind von den bis $S^2 = 15$ möglichen 44 Formen nicht weniger als 38 beobachtet.

Apatit. Ein trigonales Gitter mit dem gewöhnlichen Parameter ergibt bis $S^2 = 44{,}8$ 26 mögliche Formen, davon sind 21 beobachtet, die größte Netzdichte haben die wichtigsten Formen. R = 16 : 10.

Kupferuranit. Das übliche Achsenverhältnis gibt mit einem Gitter nach zentrierten quadratischen Säulen unter den 13 Formen mit dichtestem Netz 10 beobachtete, R = 19 : 0.

Fälle mit doppelter Periode. Coquimbit. Hier sind die Hauptformen mit einem Gitter nach trigonalen Säulen und dem üblichen Achsenverhältnis viel besser in Einklang als mit einem rhomboedrischen Gitter, daneben gibt es aber 6 untergeordnete Formen: (30$\bar{3}$5) . (30$\bar{3}$2) . (30$\bar{3}$1) . (03$\bar{3}$7) . (03$\bar{3}$4) . (03$\bar{3}$1), die erheblich einfachere Indizes und größere Netzdichte erhalten, wenn sie auf ein rhomboedrisches Gitter mit (03$\bar{3}$1) als Grundform bezogen werden. Dies scheint Verf. ein Hinweis darauf, daß die Flächenentwicklung des Coquimbit von einer doppelten Periodizität beherrscht wird. Ordnet man nun sämtliche Formen nach abnehmender Netzdichte in diesem rhomboedrischen Gitter, in welchem einige dieselbe Netzdichte wie vorher im hexagonalen Gitter erhalten, andere eine 3mal so große, noch andere eine 3mal so kleine, so erscheinen in einer ersten Gruppe mit größter Netzdichte als beobachtete Formen außer (0001) noch 5 von den oben genannten unwichtigen Formen, in der nächsten Gruppe von 9 Formen sind nur 3 beobachtet, es sind alle jene, die in beiden Gittern gleiche Netzdichte haben, endlich folgen in der dritten Gruppe, die noch bis zu ca. 140 Formen verfolgt ist, nur noch 5 beobachtete, und zwar mit Ausnahme von (30$\bar{3}$1) lauter solche, deren Netzdichte im hexagonalen

Gitter 3mal so groß ist als im rhomboedrischen, letzteres trifft außer für die beobachteten Formen nur noch für 2 nicht beobachtete zu. Mit Hilfe des doppelten Gitters kann man also unter den ca. 150 Formen größter Netzdichte die wirklich vorkommenden ganz gut charakterisieren. Ganz ähnliches zeigt sich am

Leadhillit. Die Hauptformen weisen auf ein pseudohexagonales Gitter nach schiefen rhombischen Säulen, legt man das gewöhnliche Achsenverhältnis zugrunde, so erhalten die Basis und die als pseudohexagonale Säulen erster und zweiter Ordnung und Pyramiden erster Ordnung erscheinenden Formen dieselbe Reihenfolge nach Netzdichte und Wichtigkeit. Außer diesen sind aber noch 21 andere Formen bekannt, deren Netzdichten erheblich geringer sind und alle dadurch ausgezeichnet, daß ihre Indizes sich erheblich vereinfachen, wenn man die Achse $\bar{b}$ 4mal so lang nimmt. Es wird daher angenommen, daß diese Formen von einem entsprechend veränderten, ebenfalls schief-rhombischen, aber natürlich nicht mehr pseudohexagonalen Gitter abhängen, in welchem sie sich dann den Formen mit größter Netzdichte anschließen.

Glaubersalz. Hier zeigen sich ähnliche Unterschiede zwischen der Wichtigkeit und Netzdichte mancher Formen wie vorher, wenn ein Gitter nach schiefen Parallelepipeden mit rechteckiger Basis und das gewöhnliche Achsenverhältnis zugrunde gelegt wird. Diese Formen sollen daher auf die Koexistenz eines zweiten Gitters, und zwar nach schiefen rhombischen Säulen hinweisen.

Biotit. Die Annahme eines pseudohexagonalen und ebenso eines pseudorhomboedrischen Gitters läßt sich nicht rechtfertigen, da hexagonale Pseudosymmetrie in den Hauptformen nicht zum Ausdruck kommt, es wird vielmehr ein Gitter nach schiefen rhombischen Säulen mit dem alten Tschermak'schen Achsenverhältnis ($\beta = 84^0\,58'$) zugrunde gelegt. Dadurch erhält (001), dem großen Wert von $\dot{c}$ entsprechend, eine sehr hohe Netzdichte (S^2 ca. 20mal kleiner als die Formen mit nächstgroßer Netzdichte) gegenüber allen anderen gewöhnlichen Formen, welche untereinander in dieser Hinsicht nur geringe Unterschiede aufweisen. Bei den unwichtigen Formen kehren hier als Indizes oft Multipla von 3 wieder; wählt man demnach für diese ein Gitter mit dreifach verlängertem Parameter für $\frac{1}{3}\dot{c}$ (ebenfalls nach schiefen, jetzt aber durchaus pseudohexagonalen Säulen), so lassen sich in der Reihe der nach der Netzdichte geordneten Formen ähnlich wie bei Coquimbit 3 Abteilungen unterscheiden: in der ersten stehen die Hauptformen, bei ihnen erscheint das Verhältnis k der Netzdichten in bezug auf das erste und zweite Gitter gleichgültig; in der zweiten Abteilung sind nur solche Formen beobachtet, bei welchen die Netzdichten für beide Gitter gleich sind (aber bei weitem nicht alle diese); nach einer langen Reihe (70) nicht beobachteter Formen, für welche jenes Verhältnis entweder 2 oder 1 ist, beginnt dann wieder eine Reihe beobachteter Formen von z. T. recht komplizierten Indizes, für welche alle $k\ \frac{1}{3}$ oder $\frac{2}{3}$ ist (aber nicht alle nächstfolgenden Formen der Art sind beobachtet).

Von den beiden ineinandergestellten Gittern der zuletzt besprochenen Minerale, von denen das eine ein Multiplum des anderen ist, beide aber gemeinsame Netzebenen haben, kann man annehmen, daß das eine (reseau cristallin) bedingend ist für die Hauptformen und die Spaltung, während das zweite (reseau materiel), das zwar auch gleichartige, aber verschieden gerichtete Teilchen enthält, nur in den untergeordneten Formen zur Geltung kommt. Es wäre zu erwarten, daß das letztere bei Zustandsänderungen, die den Charakter von Paramorphosen haben, von kleinen Deformationen abgesehen, erhalten bleibt, indessen ist es Verf. bisher nicht gelungen, eine Substanz zu finden, die eine Prüfung nach dieser Richtung hin erlaubt.

Zusatz des Ref. Wenn sich schon bei den letztbesprochenen Mineralen ein merklicher Einfluß des „reseau materiel“ (Art der Füllung des Gitters) geltend macht, möchte Ref. nicht unterlassen, wieder darauf hinzuweisen, daß der Einfluß desselben auf die Kohäsionseigenschaften doch als sehr beträchtlich angenommen werden muß, denn ausschließlich auf seine Rechnung wären bei regulären Kristallen die großen Unterschiede in der Vollkommenheit der Spaltung und Gleitung zu setzen, daneben die Diskordanzen zwischen Spaltformen und vorherrschenden Kristallformen (z. B. bei Flußspat), ferner namentlich die Mannigfaltigkeit des Habitus bei Kristallen derselben Art (Boracit, Diamant, Pyrit!) wie der Gesamtheit der regulären Kristalle, welcher die dreierlei möglichen Gitterarten nicht entfernt gerecht werden könnten. Daß gerade hier, wo das Gitter seinen Parametern nach gegeben, also jede ungeschickte Wahl in dieser Richtung ausgeschlossen ist, ein zweifellos sehr beträchtlicher Einfluß des „reseau materiel“ angenommen werden müßte, macht es nicht gerade wahrscheinlich, daß ein solcher bei Kristallen niederer Symmetrie im allgemeinen nur gering sein würde. Wenn daher Verf. gegen die übliche Fassung des Grundgesetzes den Vorwurf erhebt, daß es nur einem Teil aller Erfahrungen über das Auftreten der Kristallflächen Ausdruck verleiht, wird man doch der von ihm vorgeschlagenen Fassung deshalb nicht beipflichten können, weil es nicht allein dem Grundgesetz durch die Einführung der Vorstellung vom gitterförmigen Bau den Charakter eines reinen Erfahrungsgesetzes nimmt, sondern weil es zugleich einem Teil dieser Erfahrungen auch bei Annahme jener Vorstellung widerspricht, andere (z. B. die Beobachtungen über die Teilflächigkeit, über die Abhängigkeit des Habitus von den Wachstumsbedingungen und von der Verwachsung mit anderen gleichartigen und ungleichartigen Kristallen) außer acht läßt.

Trotzdem hält Ref. die vorliegenden Untersuchungen für dankenswert, da sie bei einer größeren Anzahl flächenreicher Kristalle den Grad der Übereinstimmung zwischen der Netzdichte zahlreicher Flächen eines bestimmten Gitters und der Wichtigkeit dieser Flächen genauer zu vergleichen gestatten. Dabei scheint es Ref. allerdings zweckmäßiger, statt der Verhältniszahl R eine andere einzuführen, welche das Verhältnis zwischen der mittleren Netzdichte der beobachteten Flächen und der

aller Flächen mit gleichzifferigen Indizes angibt. Da sich die Summen der Netzdichten aller gleichzifferigen Flächen einfacher als die aller einzelnen Flächen berechnen lassen, würde diese Angabe vermutlich die allerdings mühsame Rechenarbeit kaum vergrößern. **O. Mügge.**

Th. V. Barker: Untersuchungen über regelmäßige Verwachsungen. (Zeitschr. f. Krist. **45**. 1908. p. 1—59. Mit 3 Taf. u. 5 Textfig.)

Verf. stellt die Resultate seiner Untersuchungen in den folgenden Sätzen zusammen. Für die Einzelheiten muß auf die Abhandlung verwiesen werden. 1. Die parallelen Verwachsungen von Natriumnitrat auf frischen Spaltungsflächen von Calcit sind unabhängig von dem Habitus oder der Varietät des letzteren, sofern man nur eine gute Spaltfläche erhalten kann. 2. Isomorphe Mischungen von (Na, Ag) NO_3 und (K, Na) NO_3 verhalten sich wie reines $NaNO_3$. 3. Eine wesentliche Bedingung für die Bildung paralleler Verwachsungen ist eine reine Oberfläche; bei den Versuchen erwies sich Berührung mit der unveränderten Kristallstruktur als absolut nötig. 4. Künstliche Zwillingsbildung nach der Gleitfläche e (110) = (01$\bar{1}$2) verhindert die parallele Abscheidung von Kristallen nicht. 5. Die Orientierung der abgeschiedenen Kristalle wird durch Kristallisation im magnetischen Felde nicht beeinflußt. 6. Natriumnitrat scheidet sich in regelmäßiger Orientierung auf Calcit, abgesehen von der Spaltfläche, noch auf bestimmten anderen Formen ab; in allen Fällen ist ein ähnliches Paar von Kanten bei beiden Substanzen kongruent. 7. Auf anderen Mineralien der Calcitgruppe — Siderit, Smithsonit, Dolomit, Rhodochrosit, Breunerit, Dialogit — bildet Natriumnitrat keine parallelen Verwachsungen, ebenso nicht auch Barytocalcit. 8. Die notwendige Bedingung für die Bildung paralleler (und regelmäßiger) Verwachsungen besteht weniger in der Ähnlichkeit der Winkel (oder des Achsenverhältnisses) als in der Ähnlichkeit des Molekularvolumens. 9. Parallele Verwachsungen wurden auch in weit größerer Zahl gefunden unter den Gliedern anderer Gruppen isostrukturaler Mineralien und Salze. Kaliumperchlorat und Kaliumpermanganat bilden parallele Verwachsungen auf Baryt, Anglesit und Cölestin, während $RbClO_4$, $CsClO_4$, $(NH_4)ClO_4$, $TlClO_4$, $RbMnO_4$, $CsMnO_4$ und $(NH_4)MnO_4$ (?) dies nicht tun. Hier ist wiederum Ähnlichkeit im Molekularvolumen und darum der topischen Achsen die nötige Bedingung. 10. Die genannten isomorphen Salze bilden keine parallelen Verwachsungen auf Anhydrit; letzterer ist jedoch nicht isostruktural mit den ersteren, denn er hat eine andere Spaltbarkeit. 11. Calcit ist das einzige Glied in der Gruppe der rhomboedrischen Carbonate, welches die Übersättigung einer metastabilen Lösung von Natriumnitrat aufhebt. 12. Es können regelmäßige Verwachsungen erhalten werden auf Glimmer mit Kaliumbromid, Kaliumjodid, Natriumnitrat, Kaliumnitrat, auf Calcit mit Hydrochinon. 13. Parallele Verwachsungen kubischer Salze auf kubischen Mineralien

wurden nicht erhalten. 14. Keine parallelen Verwachsungen ergab die Gruppe Kaliumnitrat-Aragonit. 15. Alle Glieder der Gruppen Permanganate und Perchlorate bilden gegenseitig parallele Verwachsungen, es ist das die erste Untersuchung von Substanzen, welche Mischkristalle bilden. 16. Mit Rücksicht auf die Molekularvolumen muß man die Gruppe der Alkalihalogenide und -cyanide in zwei Untergruppen zerlegen, welche nicht isostruktural miteinander sind. Die Glieder jeder Untergruppe bilden gegenseitig parallele Verwachsungen, von einigen Fällen abgesehen, wo die Verschiedenheit im Molekularvolumen zu groß ist. Die Glieder der einen Gruppe bilden in der Regel keine parallelen Verwachsungen auf den Gliedern der anderen. 17. Zonale Verwachsungen sind charakteristisch für Paare isomorpher Substanzen mit fast identischem Molekularvolumen. 18. In der Gruppe der Alkalisulfate und -chromate erhält man immer parallele Verwachsungen außer dann, wenn der Unterschied im Molekularvolumen zu groß ist. 19. Eine innigere Beziehung zwischen isomorpher Mischbarkeit und der Bildung paralleler Verwachsungen besteht nicht; Mischkristalle kann man deswegen nicht als mikroskopische parallele Verwachsungen auffassen. 20. Das Verhältnis paralleler Verwachsungen zur Frage der Isomorphie wurde erörtert; es ergab sich die Schlußfolgerung, daß Paare von Substanzen, wie Natriumnitrat und Calcit, Kaliumperchlorat und Baryt als isomorph betrachtet werden müssen. 21. Es wurde gezeigt, daß die für lösliche Salzpaare erhaltenen allgemeinen Resultate durch die gemeinsame Löslichkeit von Mutterkristall und gelöstem Salz nicht beeinträchtigt werden. **Max Bauer.**

T. V. Barker: Contributions to the theory of isomorphism based on experiments on the regular growthes of crystals of one substance on those of another. (Transact. of the chem. Soc. London 1906. **89**. II. p. 1120—1157. Mit 6 Textfig.)

Gesetzmäßige Verwachsungen von Kristallen einer Substanz mit solchen einer andern kommen in der Natur bekanntlich häufig vor. Es wurden nun zahlreiche Versuche angestellt, solche Verwachsungen auch künstlich herzustellen, um womöglich die Bedingungen zu ergründen, unter welchen sie sich bilden können. Notwendig ist es dabei, die Substanzen so auszuwählen, daß diejenige, auf welcher sich die Kristalle der zweiten absetzen sollen, in der Lösung der letzteren nicht löslich ist. Deswegen wurden in Wasser unlösliche Mineralien und lösliche Salze zu den Versuchen herangezogen, und zwar wurde eingehend untersucht das Verhalten von Natriumnitrat mit Calcit und den anderen Gliedern der Calcitgruppe, ferner an den Perchloraten und Permanganaten, besonders von den betreffenden Kaliumsalzen, mit Baryt und den Mineralien der Barytgruppe.

An diese Untersuchungen schließen sich noch solche an, die sich auf das Verhalten der Jodide und Bromide, sowie der Nitrate von Kalium

und Natrium gegen Glimmer, regulär kristallisierender Salze gegen reguläre Mineralien beziehen, sowie einige ähnliche.

Die Resultate seiner zahlreichen Untersuchungen faßt der Verf. wie folgt zusammen:

1. Das parallele Wachstum von Kristallen von Natriumnitrat auf frischen Spaltungsflächen von Calcit ist unabhängig von der Varietät des letzteren, solange eine gute Spaltungsfläche erhalten werden kann.

2. Isomorphe Mischungen von Natrium- und Silbernitrat und von Natrium- und Kaliumnitrat verhalten sich wie reines Natriumnitrat.

3. Eine Hauptbedingung für paralleles Wachstum ist eine reine Oberfläche; bei allen beschriebenen Versuchen wurde die Berührung mit vollkommen tadellosem kristallinischen Material als absolut notwendig gefunden.

4. Künstliche Zwillingsbildung nach der Gleitfläche e (110) $= -\frac{1}{2}$R $(01\bar{1}2)$ hindert nicht das parallele Wachstum der Kristalle.

5. Die Orientierung der neugebildeten Kristalle wird durch Kristallisation im magnetischen Felde nicht beeinflußt.

6. Natriumnitrat kristallisiert in gesetzmäßiger Stellung auch auf gewissen anderen Kristallflächen des Calcits außer auf den Spaltungsflächen; in allen Flächen sind entsprechende Kanten des Calcits und des Natriumnitrats parallel.

7. Natriumnitrat bildet keine parallelen Verwachsungen mit den anderen Mineralien der Calcitgruppe — Eisenspat, Zinkspat, Dolomitspat, Manganspat, Breunerit und Dialogit, noch auch mit Barytocalcit.

8. Die notwendige Vorbedingung für parallele und gesetzmäßige Verwachsung ist Ähnlichkeit des Molekularvolumes viel mehr, als Ähnlichkeit der Winkel und des Achsenverhältnisses.

9. Parallelverwachsung wurde beobachtet zwischen Gliedern einer anderen und viel zahlreicheren Gruppe von isostrukturellen Mineralien und Salzen. Kaliumperchlorat und Kaliumpermanganat bildet parallele Verwachsungen auf den Mineralien Baryt, Anglesit und Cölestin, während die Perchlorate von Rubidium, Caesium, Ammonium und Thallium und die Permanganate von Rubidum, Caesium und Ammonium dies nicht tun. Auch hier wiederum ist nahe Übereinstimmung der Molekular-Volumina notwendige Vorbedingung für paralleles Wachstum.

10. Die genannten isomorphen Salze bilden keine parallelen Verwachsungen auf Anhydrit; der letztere ist auch nicht von gleichartiger Struktur mit den ersteren, denn er besitzt andere Spaltbarkeit.

11. Die parallelen Verwachsungen und außerdem die große kristallographische und physikalische Ähnlichkeit von Natriumnitrat und Calcit, sowie von Kaliumperchlorat und Baryt etc., sprechen sehr dafür, sie als isomorph zu betrachten. Diese Ansicht steht in Einklang mit den Beobachtungen der Wirkung von Calcit auf eine metastabile Lösung von Natriumnitrat.

12. Gesetzmäßige Verwachsungen von Kaliumbromid, Kaliumjodid, Natrium- und Kaliumnitrat kann man auf Glimmer erhalten, ebenso auch von Hydrochinon auf Calcit.

13. Von regulär kristallisierenden Salzen wurden keine Parallelverwachsungen auf regulären Mineralien erhalten.

14. Keine Parallelverwachsungen lieferte die Kaliumnitrat-Aragonitgruppe.

15. Alle Glieder der Perchlorat-Permanganat-Gruppe bilden Parallelverwachsungen aufeinander.

16. Paare isomorpher Salze, deren Molekular-Volumina nahezu identisch sind, bilden eher Schichtkrystalle als Parallelverwachsungen deutlicher Kristalle.

17. Die Perchlorate von Kalium, Rubidium, Caesium, Ammonium und Thallium und die Permanganate der ersten vier Metalle bilden eine isomorphe Gruppe. Die kristallographische Verwandtschaft zwischen den Perchloraten und den Permanganaten ist dieselbe, wie die zwischen den Sulfaten und Selenaten. **K. Busz.**

T. V. Barker: The question of a relation between the Parallel Growths of Crystals and Isomorphous Miscibility, and the bearing of Parallel Growths on questions of Isomorphism. — Communications from the Oxford Mineralogical Laboratory No. XI. (Min. Mag. **15**. No. 68. p. 42—53. London 1908. Mit 1 Taf.)

I. Beziehung zwischen Parallelverwachsung von Kristallen und isomorphem Mischungsvermögen.

Da, wie aus zahlreichen Beispielen hervorgeht, die Mischungsfähigkeit isomorpher Substanzen und die Bildung von Parallelverwachsungen durch den gleichen Faktor — nämlich nahe Übereinstimmung der Molekularvolumina — begünstigt werden, wurden eine Reihe von Versuchen angestellt, um zu bestimmen, ob diese beiden Eigenschaften absolut Hand in Hand gehen.

Zur Untersuchung dienten die Sulfate von Kalium, Rubidium, Thallium, Ammonium und Cäsium und die Chromate von Kalium, Rubidium und Cäsium, die alle im rhombischen System kristallisieren und isomorph sind.

Die Chromate Rubidium und Cäsium wurden bei dieser Gelegenheit zunächst kristallographisch genauer untersucht.

a) Rubidiumchromat.

$$a : b : c = 0{,}5666 : 1 : 0{,}7490.$$

Auftretende Formen: q (011) = $P\breve{\infty}$, q′ (021) = $2P\breve{\infty}$, b (010) = $\infty P\breve{\infty}$, o (111) = P, a (100) = $\infty P\bar{\infty}$, p (110) = ∞P, p′ (130) = $\infty P\breve{3}$, o′ (112) = $\frac{1}{2}P$.

Spaltbarkeit nach der Basis; spez. Gew. 3,518, Mol.-Vol. = 81,61; Löslichkeit: 100 Teile Wasser lösen 73,24 Teile Salz bei 17,6° C.

b) Cäsiumchromat.

$$a : b : c = 0{,}5640 : 1 : 0{,}7577.$$

Auftretende Formen: a (100) = $\infty P\bar{\infty}$, b (010) = $\infty P\breve{\infty}$, c (001) = 0P, o (111) = P, p (110) = ∞P, q (011) = $P\breve{\infty}$, q' (021) = $2P\breve{\infty}$.

Spaltbarkeit vollkommen parallel b (010) = $\infty P\breve{\infty}$, unvollkommen nach der Basis.

Optische Achsenebene parallel b (010) = $\infty P\breve{\infty}$, die erste positive Bisektrix senkrecht auf a (100) = $\infty P\bar{\infty}$, Achsenwinkel klein, $\varrho > v$.

Spez. Gew. 4,237; Mol.-Vol. = 90,14.

Löslichkeit: 100 Teile Wasser lösen 71,35 Teile Salz bei 13° C.

Die Molekularvolumina der bei den Versuchen benutzten Salze sind:

	Sulfat	Chromat	
Kalium	65,33	70,39	
Rubidium	73,77	81,61	
Thallium	73,98	?	
Ammonium	74,63	(81,1)	(nicht isomorph, kristallinisch
Cäsium	85,17	90,14	monoklin)

In den Versuchen wurden frische Spaltungsstücke oder Kristalle eines Salzes genommen und auf diese Tropfen der Lösung eines anderen Salzes aufgetragen. Die erhaltenen Resultate stimmen mit früheren Beobachtungen über Parallelverwachsungen überein. So sind z. B. Kaliumsulfat und Cäsiumsulfat die einzigen Glieder der Sulfatreihe, die keine Parallelverwachsungen liefern, wie auch nach der großen Verschiedenheit des Molekularvolumens zu erwarten war.

Es geht aus den Resultaten hervor, daß kein direkter Zusammenhang besteht zwischen der Bildung von Parallelverwachsungen und von Mischkristallen, und daß jedenfalls Mischkristalle isomorphe Substanzen nicht als Parallelverwachsungen im gewöhnlichen Sinne angesehen werden dürfen.

II. Die Beziehung der Parallelverwachsungen zur Frage des Isomorphismus.

Die Ursache des Isomorphismus ist unzweifelhaft in einer Ähnlichkeit der Kristallstruktur zu suchen, d. h. daß die Punkte, an denen sich die chemischen Atome der Moleküle befinden, in ähnlicher Weise im Raume verteilt sind. Ähnlichkeit der Struktur bedingt Ähnlichkeit der physikalischen Eigenschaften, und durch Beobachtung der letzteren kann erstere bestimmt werden. Die Haupteigenschaften, die bei der Bestimmung der Kristallstruktur in Betracht kommen, sind: 1. Kohäsion (Spaltbarkeit und Elastizitätsverhältnisse), 2. Bildung von Parallelverwachsungen und 3. Bildung von Mischkristallen.

Wenn irgend eine Art von gesetzmäßiger Verwachsung zweier kristallisierender Substanzen eintritt, so ist das ein unleugbarer Beweis für eine gewisse Ähnlichkeit der Struktur. Wenn diese Verwachsung in der Weise eintritt, daß einer jeden Linie und Ebene der einen Struktur eine solche der anderen entspricht, so sind die ganzen Strukturen ähnlich, d. h.

die Substanzen sind isostrukturell. Solche absolute Ähnlichkeit der Strukturen muß bei denjenigen Substanzen angenommen werden, welche Parallelverwachsungen bilden.

Im Anschluß an diese Betrachtungen werden noch einige Beispiele erwähnt. K. Busz.

F. Isaac: The Temperatures of Spontaneous Crystallisation of Mixed Solutions and their Determination by Means of the Index of Refraction. Mixtures of Solutions of Sodium Nitrate and Lead Nitrate. (Transact. of the Chem. Soc. 93. p. 384—411. London 1908. Mit 4 Textfig.)

Frühere Untersuchungen über das Lichtbrechungsvermögen gewisser einfacher Lösungen von Salzen in Wasser führten zu der Bestimmung einer Überlöslichkeitskurve, welche die Temperatur bei der spontanen Kristallisation für die verschiedenen Lösungen angibt und somit den Übergang einer übersättigten Lösung aus dem metastabilen Zustand in den labilen (Transact. of the chem. Soc. 1906. 89. p. 413; vergl. dies. Jahrb. 1909. I. -157-).

In der vorliegenden Abhandlung werden nun die Resultate der Untersuchungen über das Lichtbrechungsvermögen von Lösungen zweier Salze in Wasser mitgeteilt, die angestellt wurden, um die Überlöslichkeitskurve für eine Mischung von 3 Substanzen zu bestimmen, und zwar von Bleinitrat, Natriumnitrat und Wasser.

Zwei Serien von Versuchen wurden angestellt, eine, bei welcher das Mengenverhältnis von Bleinitrat zu Wasser konstant war und die Menge von Natriumnitrat variierte; eine zweite, bei welcher das Verhältnis von Natriumnitrat zu Wasser konstant genommen wurde und die Menge von Bleinitrat variierte.

Die Ergebnisse werden folgendermaßen zusammengefaßt:

Bei den drei Konstituenten Bleinitrat, Natriumnitrat und Wasser hat jedes Mischungsverhältnis eine bestimmte Temperatur der spontanen Kristallisation, d. h. eine Temperatur, über die hinaus sie nur durch Inokulation zum Kristallisieren gebracht werden kann. Dies zeigt sich durch den Schauer von Kristallen, der in den Lösungen im offenen Gefäß entsteht, durch den Maximalwert, den der Brechungsindex erreicht, und durch den Schauer von Kristallen in verschlossenen Röhren. In Lösungen, die der Luft ausgesetzt sind und eine große Menge Natriumnitrat enthalten, entsteht beim Rühren ein geringer metastabiler Schauer im offenen Gefäß, ehe die Temperatur der spontanen Kristallisation erreicht ist, aber er ist äußerst gering und leicht zu unterscheiden von dem sehr dichten Schauer, der bei der Temperatur der spontanen Kristallisation entsteht und der die Lösung gewöhnlich völlig undurchsichtig macht.

Die Lösung jedoch, in welcher der metastabile Schauer sich einstellt, enthält bereits im Wachstum begriffene Kristalle von Natriumnitrat. Daß dieser Schauer auch aus Natriumnitratkristallen besteht, wurde bei der

Beobachtung des ganzen Kristallisationsvorganges unter dem Mikroskope festgestellt.

Die Temperatur der spontanen Kristallisation wechselt mit der Konzentration der Lösung, und für beide Serien von Lösungen, welche untersucht wurden, liegen diese Temperaturen auf kontinuierlichen Kurven, den Überlöslichkeitskurven.

Wenn dieselben Lösungen in Glasröhren verschlossen sind, so können sie bei einer höheren als durch die Überlöslichkeitskurve gegebenen Temperatur nur durch Inokulation zum Kristallisieren gebracht werden.

Gewöhnlich kristallisiert eine in einer Glasröhre abgeschlossene Lösung bei jener, oder bei einer um ein Weniges niedrigeren Temperatur.

Die Löslichkeitskurven für die beiden Serien von Lösungen stellen annähernd gerade Linien dar, welche dem unteren Teile der Überlöslichkeitskurve parallel verlaufen.

Sehr schnelle Abkühlung der heißen Lösungen veranlaßt einen Übergang in den labilen Zustand, ehe sich der Schauer von Kristallen einstellt; länger andauernde Erhitzung scheint das Verhalten der Lösungen nicht zu beeinflussen.

Wenn man einen Überschuß von Kristallen in eine metastabile Lösung einträgt, so wird dadurch die Übersättigung erleichtert und die Lösung gehindert, in den labilen Zustand überzugehen und die Überlöslichkeitskurve zu erreichen.

In einigen der Lösungen der ersten Versuchsserie, die von 45 % bis 49,52 % Natriumnitrat enthielten, ist die Abnahme des Brechungsindex zuweilen oszillatorisch, indem eine kleine Zunahme und dann wieder eine Abnahme beobachtet wurde. **K. Busz.**

H. A. Miers and F. Isaac: The Spontaneous Crystallisation of Substances which form a Continuous Series of Mixed Crystals. Mixtures of Naphthalene and β-Naphthol. (Transact. of the chem. Soc. **93**. p. 927—936. London 1908. Mit 1 Textfig.)

Die beiden Verbindungen Naphthalin und β-Naphthol, welche im monoklinen Kristallsystem kristallisieren, sind isomorph und bilden Mischkristalle in allen möglichen Mischungsverhältnissen. Wenn man die bei der Kristallisation sowohl der reinen Substanzen als der verschiedenen Mischungen sich bildenden Kristalltäfelchen u. d. M. beobachtet, so sieht man, daß sich sämtliche völlig gleich verhalten und daß es unmöglich ist, sie durch ihre optischen Eigenschaften zu unterscheiden.

Die Versuche, welche angestellt wurden, beziehen sich auf die Bestimmungen der Temperaturen der spontanen Kristallisation, der Schmelz- und der Gefrierpunkte. Die Resultate sind in einer Textfigur graphisch dargestellt in drei Kurven: Überlöslichkeitskurve, Schmelzpunktkurve und Gefrierpunktkurve. Die erste ist von der zweiten durch eine Intervalle von nur 3 Temperaturgraden getrennt, und das metastabile Areal — d. h. das Areal, innerhalb dessen Kristalle sich in einer übersättigten

Lösung nicht spontan, sondern nur durch Inokulation bilden —, ist daher viel enger, als es bisher bei irgend einer der Lösungen, die von den Verf. untersucht wurden, gefunden worden ist.

Die Gefrierpunktkurve liegt um ein Geringes über, und die Schmelzpunktkurve um ein Geringes unter der Geraden, welche die Schmelzpunkte der reinen Komponenten verbindet.

Die Versuche bestätigen die früher von Bijlert (Zeitschr. f. physik. Chem. 1891. **8**. p. 362) und Bruni (Rend. Accad. Lincei. 1898. **2**. p. 138) gemachten Beobachtungen, daß in einer Lösung von β-Naphthol in geschmolzenem Naphthalin sich eine feste Lösung ausscheidet, welche erheblich reicher an β-Naphthol ist als die zurückbleibende Mutterlauge, und daß der Schmelzpunkt der gebildeten Kristalle immer etwas höher ist, als derjenige der ursprünglichen Mischung.

Auch lassen die Versuche vermuten, daß die aus einer bestimmten Lösung sich bildenden Kristalle eine fest bestimmte Zusammensetzung haben, denn jede Lösung kristallisiert spontan bei einer bestimmten Temperatur. **K. Busz.**

H. A. Miers: Note on the crystallization of potassium-bichromate. Communications from the Oxford mineralogical laboratory No. X. (Min. Mag. **15**. No. 68. p. 39—41. London 1908. Mit 1 Taf.)

Bringt man einen Tropfen einer konzentrierten Lösung von Kaliumbichromat auf einen Objektträger, so beobachtet man im Mikroskop bei der Kristallisation, daß zunächst an den Rändern eine sehr schnelle Ausscheidung eines Gewirres verästelter Kristallnadeln entsteht und darauf in einem langsameren Kristallisationsstadium die Bildung von tafel- oder stabförmigen Kristallen folgt. Nach einiger Zeit wiederholt sich dieser doppelte Vorgang von irgendeiner Stelle des Tropfens aus und so mehrfach hintereinander an verschiedenen Stellen.

Diese Erscheinung wird in der Weise erklärt, daß bei Eintritt der ersten Kristallisation die Lösung eine hinreichende Konzentration besitzt, um sich im labilen Zustande zu befinden. Sobald aber durch das Wachstum die Konzentration herabgesetzt ist, geht die Lösung in der Nähe der Kristalle in den metastabilen Zustand über und es tritt daher nun ein langsames Weiterwachstum ein. Darauf stellt sich an einem genügend entfernten Punkte der Lösung aber wieder der labile Zustand her und es beginnt von hier aus das schnelle Wachstum, das nun wieder den Übergang in den metastabilen Zustand im Gefolge hat, und dieser Wechsel vollzieht sich mehrfach hintereinander.

Es wurde dann weiter festgestellt, bei welchen Temperaturen Kaliumbichromat-Lösungen von bekannter Konzentration sich im gesättigten und bei welchen sie sich im labilen Zustande befinden. Der Übergang vom labilen in den metastabilen Zustand erfolgt plötzlich.

K. Busz.

H. A. Miers and F. Isaac: On the temperature at which water freezes in sealed tubes. (Chemical News. London 1906. No. 2439. **94.** p. 89.)

Es werden eine Anzahl (68) von Versuchen gemacht, Wasser in geschlossenen Röhren zum Gefrieren zu bringen. Die Röhren wurden zu dem Zweck in ein Bad von Salzwasser gebracht und ununterbrochen geschüttelt. Das Bad wurde durch Zufluß von kaltem Salzwasser aus einer Eismaschine abgekühlt und mit einem hölzernen Kolben gerührt.

Zur Füllung der Röhren wurde gewöhnliches oder destilliertes Wasser genommen. In allen Fällen trat das Gefrieren zwischen -2° C und $-1{,}6^{\circ}$ C, im Mittel bei $-1{,}86^{\circ}$ C und für reines Wasser bei $-1{,}90$ C ein.

Das Eis bildet sich zuerst unten in der Röhre, wächst dann sehr schnell, erst in sternförmigen Kristallen und dann in einem wolkigen Schauer, der sich durch die ganze Röhre ausbreitet.

Es ist bemerkenswert, daß bei $-1{,}90$ C überkühltes Wasser auch ein Maximum des Lichtbrechungsvermögens besitzt.

Wenn in die Röhre Stückchen von Glas, Granat oder Blei eingeführt wurden, so erhöhte sich infolge der Reibung der Gefrierpunkt auf $-0{,}4^{\circ}$ C.

K. Busz.

P. Gaubert: Sur l'emploi de matières étrangères modifiant les formes d'un cristal en voie d'accroissement pour déterminer la symétrie cristalline. (Compt. rend. **145.** p. 378. 1907.)

Der salpetersaure Harnstoff kristallisiert nach Marignac und v. Lang rhombisch, holoedrisch, tafelig nach {001} (Spaltfläche) mit {100}, {011} und {111}. v. Lang beobachtete aber außerdem noch zweierlei Kristalle von anderem Habitus, monoklin, indem von {111} nur (111), ($\bar{1}$11) und ihre Gegenflächen entwickelt waren, und rhombisch-hemimorph durch Ausbildung nur der oberen Flächen von {111} und {001}. Verf. erhielt nun aus mit Methylenblau versetzten Lösungen Kristalle von monoklinem Habitus, stark verlängert nach der Kante [111 : $\bar{1}$11] und aus mit Pikrinsäure versetzten Lösungen Kristalle von monoklinem Habitus, an denen nur {100} und {011} entwickelt waren. Verf. ist geneigt, diese Kristalle für wirklich monoklin zu halten (zu deuten etwa: {001} als {001}, {100} als {010}, {011} als {100}, {111} als {110}), die scheinbar rhombischen Kristalle dagegen für Zwillinge, und zwar die scheinbar holoedrischen für Durchkreuzungszwillinge nach (001), die scheinbar rhombisch-hemimorphen für Zwillinge nach einer zu (001) senkrechten Fläche (welche die Indizes ($\bar{1}$01) erhält). Solche Zwillinge entstehen auch beim Verdunsten eines Tropfens der Lösung mit beiderlei Zusatz. Obgleich die optischen Eigenschaften keine Abweichung von rhombischer Symmetrie verraten, spricht für diese Auffassung der Umstand, daß aus Spaltblättchen eines nach seinem Habitus

einfachen monoklinen Kristalls beim Verdunsten eines Tropfens jener Lösung wieder ein solcher entsteht, aus dem (vollständigen) Spaltblättchen eines Zwillings dagegen wieder ein Zwilling. **O. Mügge.**

B. Szilárd: Sur l'action de quelques corps sur l'jodure de potassium. (Compt. rend. **145.** p. 433. 1907.)

Unter den zahlreichen vom Verf. aufgefundenen Substanzen, welche aus einer Lösung von Jodkalium etwas Jod frei machen, sind auch folgende Minerale: Turmalin (namentlich von Joachimstal), Pyromorphit, Samarskit, Fergusonit, Cleveit, Pechblende. Am stärksten wirkten Pechblende und Fergusonit, während andere Uranminerale unwirksam waren. Die Pechblende verliert diese Eigenschaft nicht durch Behandeln mit kaltem oder warmem Wasser oder mit Schwefelsäure, obwohl diese Flüssigkeiten alsdann selbst in geringem Grade wirksam wurden. Dagegen ist fein gepulverte Pechblende viel weniger wirksam, ebenso bis zur Rotglut erhitzte. Ein unmittelbarer Kontakt der Jodkaliumlösung mit der Pechblende ist nicht nötig. KBr und KCl werden nicht zersetzt. Verf. schließt, daß die Wirksamkeit mit der Radioaktivität nichts zu tun hat. Die angewandte, mit etwas Stärke versetzte Jodkaliumlösung war konzentriert; die Bläuung trat bei starker Wirkung sofort ein, bei hellem Turmalin dagegen z. B. erst nach 5 Tagen. **O. Mügge.**

D. Vorländer: Über durchsichtig klare, kristallinische Flüssigkeiten. (Ber. d. Deutschen Chem. Ges. **41.** p. 2033—2052. 1908.)

Die meisten kristallinischen Flüssigkeiten sind, solange sie doppelbrechend sind, trüb, und darum werden sie auch heute noch von manchen als Emulsionen angesehen. Dem Verf. ist es nun gemeinsam mit Herrn W. Kasten gelungen, kristallinische Flüssigkeiten aufzufinden, welche klar und durchsichtig wie Wasser sind, wenn man sie zwischen zwei Glasplatten ausbreitet; sie sind sehr zähflüssig wie ein dicker Zuckersaft, doch nicht fadenziehend und erweisen sich unter dem Ultramikroskop als frei von jeder Trübung, Beimengung oder Suspension. Im konvergenten polarisierten Licht verhält sich die Substanz wie eine durchsichtige Kalkspatplatte senkrecht zur Achse geschnitten, gibt wie eine solche ein völlig einachsiges Interferenzbild, nur von optisch positivem Charakter. Die Doppelbrechung ist, aus der Dicke der Schicht und Zahl der Ringe bestimmt, mehr als zweimal so stark als die des Kalkspats. Die Substanzen, welche dieses Verhalten zeigen, sind die α-methylierten und α-äthylierten Zimtsäureäthylester.

Andere Substanzen sind zugleich kristallinisch-flüssig und optisch aktiv; dies ist der Fall bei den Cholesterinderivaten. Die Synthese von Substanzen bestimmter Struktur, die optisch aktiv und zugleich kristallinisch-flüssig sind, haben beide Forscher kürzlich durch Darstellung optisch aktiver Arylidenamino-zimtsäureamylester verwirklicht. Im Gegensatz zu

allen andern Estern und besonders zu isomeren Isoamylestern haben die aktiven Amylester wie die Acylcholesterine die Eigenschaft, im kristallinisch-flüssigen Zustand farbig zu schillern. Die Drehung der kristallinischen Flüssigkeiten ist in Anisalamino-zimtsäure, Anisalamino-α-methylzimtsäure und Athoxybenzalamino-α-äthylzimtsäure-akt.-amylester zwei- bis dreihundertmal so groß als die von Quarz. Bei der geringsten Bewegung und beim Druck geht im gewöhnlichen weißen Licht ein Feuerschein durch diese neuen Flüssigkeiten; sie blitzen auf und schillern beim Verreiben zu dünnen Schichten in allen Farben. Ihre Lösungen sind dagegen optisch indifferent und nur schwach rechtsdrehend. Das Farbenschillern wird demnach durch optische Aktivität im kristallinisch-flüssigen Zustand hervorgerufen.

In der Abhandlung werden weiter die Schmelzpunkte von vielen neu dargestellten Verbindungen mitgeteilt und Betrachtungen über die Konstitution angestellt. R. Brauns.

A. Bogojawlensky und N. Winogradow: Über das Verhalten vom Schmelz- und Klärungskurven flüssiger Kristalle und ihrer Mischungen. (Zeitschr. f. phys. Chemie. **64**. p. 229—242. 1908.)

Die Ergebnisse der Untersuchung werden wie folgt zusammengefaßt:

1. Die Azoxy- und Azoverbindungen haben die Neigung, isomorphe Mischungen zu geben; so bilden die drei folgenden Kombinationen aus zehn untersuchten Fällen Mischkristalle: Azoxyphenetol + Azophenetol, Azoanisolphenetol + Azophenetol, Methylpropylazophenol + Athylpropylazophenol. Nach dem Lauf der Schmelzkurven ist die vollständigste Mischbarkeit für die Kombination 1, dann 2 und 3 zu erwarten.

2. Die Klärungskurven zeigen in allen untersuchten Fällen die vollständige Mischbarkeit der flüssig-kristallinen Phasen an. Die Richtung der Klärungskurven ist bei den binären Mischungen ausschließlich durch die Lage der Klärungspunkte der beiden Komponenten bedingt und hängt nicht von den Schmelzkurven ab.

3. Alle neu dargestellten und untersuchten Azoverbindungen haben Klärungspunkte unterhalb der Schmelzpunkte, d. h. sie sind monotrop. Alle Azoxyverbindungen sind dagegen enantiotrop.

4. Zwei monotrope Substanzen können flüssig-kristalline Mischungen bilden. R. Brauns.

A. Bogojawlensky und N. Winogradow: Über das Verhalten von Schmelz- und Klärungskurven der flüssigen Kristalle und ihrer Mischungen. (Zeitschr. f. phys. Chemie. **60**. p. 433—440. 1907.)

Es wurde das Verhalten der flüssigen Kristalle von p-Azoxyanisol, p-Azoxyphenetol, p-Azoanisol und p-Azophenetol in ihren Mischungen miteinander untersucht mit folgendem Ergebnis:

1. p-Azoxyphenetol + p-Azophenetol bilden sowohl in flüssigem als auch in festem Zustande Mischkristalle, wobei diese beiden Substanzen in jedem Verhältnis mischbar sind.

2. p-Azoanisol und p-Azophenetol sind zur Bildung einer kristallinisch-flüssigen Modifikation befähigt. Die Existenz dieser Modifikation des p-Azophenetols läßt sich bei Unterkühlung leicht nachweisen.

3. Die Existenz einer kristallinisch-flüssigen Modifikation in latentem Zustande kann für viele Substanzen angenommen werden.

4. Die kristallinisch-flüssigen Modifikationen können sowohl über als auch unter dem Schmelzpunkt existieren; in ersterem Fall sind sie stabil, in letzterem labil. **R. Brauns.**

P. Gaubert: Sur les cristaux liquides de deux composés nouveaux de la cholestérine. (Compt. rend. **145**. p. 722. 1907.)

Eine Substanz mit anisotrop-flüssiger Phase erhält man durch halbstündiges Erhitzen von Cholesterin mit Glycolsäure. Sie kristallisiert bei gewöhnlicher Temperatur in weißen, optisch zweiachsigen Nadeln, die oberhalb 110° nach und nach optisch einachsig werden. Schiebt man in diesem Moment das Deckglas fort, so bemerkt man, daß die Substanz bereits „geschmolzen" ist. Beim weiteren Erhitzen wird die Flüssigkeit isotrop. Während des Abkühlens entstehen einmal Kriställchen von der Form spitzer Rhomben mit abgerundeten Ecken (c // der langen Diagonale), und zwar namentlich um Bläschen (anscheinend veranlaßt durch Capillarkräfte), sodann isotrop erscheinende Massen ohne bestimmte Umrisse, deren „komplexe Partikel sich senkrecht zu ihrer einzigen Achse ordnen". Bei weiterer Abkühlung erstarrt die anisotrope Flüssigkeit, wenn sie hinreichend rein ist, plötzlich zu Sphärolithen, bei einem Überschuß an Glycolsäure dagegen erhält sich die anisotrop-flüssige Phase bis zur gewöhnlichen Temperatur, und man kann dann feststellen, daß ein leichter Druck auf das Deckglas ein Fließen der Substanz und dauernde optische Deformationen zur Folge hat, indem z. B. die einachsigen Stellen stark zweiachsig werden, die Achsenebene senkrecht zur Flußrichtung und die positive Bisektrix senkrecht zum Deckglas. Eine ähnliche anisotrope Flüssigkeit erhält man auch durch längeres Erhitzen von Cholesterin mit Glycerin. Beide Substanzen färben sich mit Malachitgrün und werden pleochroitisch.

O. Mügge.

O. Lehmann: 1. Bemerkung zu den Abhandlungen von D. Vorländer und Ada Prins über flüssige Kristalle. (Ber. d. Deutschen Chem. Ges. **41**. p. 3774—3783. 1908.)

—: 2. Zur Geschichte der flüssigen Kristalle. (Ann. d. Phys. (4.) **25**. p. 852—860. 1908.)

In den beiden unter 1 genannten Arbeiten (über die Vorländer's ist in dies. Jahrb. [dies. Band p. -1- ff.] referiert worden, die von Ada Prins ist als Dissertation in Amsterdam erschienen und dem Ref. bis jetzt nicht

zugegangen) finden sich Ausführungen über die historische Entwicklung des Begriffes der flüssigen Kristalle, denen Verf. nicht beistimmen kann. Er stellt die Angaben in seinem Sinne richtig, indem er namentlich ausführt, daß der Begriff der flüssigen Kristalle bei ihm schon existiert habe, ehe Herr Reinitzer seine Untersuchungen begonnen hatte; Lehmann meint damit, daß für ihn seit seinen Untersuchungen über das Jodsilber die Vorstellung geläufig war, daß es ölartige leichtflüssige Kristalle geben müsse. In seinen Publikationen aber ist der Name erst später aufgetaucht und knüpft sich an die von Reinitzer beobachteten trüben Schmelzen. Wenn nun Lehmann sagt, es sei unrichtig, daß die trüben Schmelzen zur Entstehung des Begriffes der flüssigen Kristalle geführt haben, so gilt dies nach seinen Ausführungen für ihn; die genannten Verf. aber, die sich an die Veröffentlichungen zu halten hatten, konnten kaum eine andere Auffassung gewinnen.

Die andere Abhandlung (2) des Verf.'s gilt derselben Frage. Er sagt, wohl ganz zutreffend, daß er vermutlich selbst der eigentliche Urheber der falschen Auffassung des Herrn Vorländer sei, da er nicht nur zu Anfang, sondern bis in die neueste Zeit immer wieder darauf hingewiesen habe, daß er Herrn Reinitzer die Präparate verdanke, und daß dieser ihn auf deren Eigentümlichkeiten (doppelter Schmelzpunkt, Farbenerscheinung und Aggregatpolarisation) aufmerksam gemacht habe.

R. Brauns.

Einzelne Mineralien.

J. Thoulet: Sur la présence supposée de diamants microscopiques dans un fond marin et dans un échantillon de terre végétale. (Compt. rend. **146**. p. 351. 1908.)

In der schweren, vom Magneten nicht angezogenen Portion eines Schlammes vom Grund des Golfes von Gascogne wurden durchsichtige, isotrope, ziemlich stark brechende Körnchen mit Andeutungen regulärer Kristallisation von ca. $\frac{1}{4}$—$\frac{1}{2}$ mm beobachtet, ebenso in einer Ackererde aus der Umgegend von Nancy. Weitere Belege dafür, daß diese Körnchen Diamant (möglicherweise kosmischen Ursprungs) waren, fehlen.

O. Mügge.

H. Le Chatelier et S. Wologdine: Note sur la densité du graphite. (Compt. rend. **146**. p. 49. 1908.)

Die Angaben über die Dichte des Graphit schwanken zwischen 1,8 und 2,6. Verf. fanden für den (aus Anthracit unter Verflüchtigung aller Verunreinigungen dargestellten) Acheson-Graphit 1,6, für solchen von Ceylon 2,25, Australien 2,66, Mugrau 2,44, Schwarzbach 2,36, Omenesk 2,06, aus Gußeisen 2,25. Die höchsten Zahlen schienen danach die Graphite mit eisenhaltiger Asche zu haben, indessen ergaben dieselben Graphite nach

Reinigung mit Säuren etc. noch mehr voneinander abweichende Werte. Die Ursache sind wohl Einschlüsse von Luft, die anscheinend Räume von so geringen Dimensionen erfüllt, daß sie erst durch eine Druckdifferenz von ca. 10 Atm. (also noch nicht durch Herstellung eines Vacuums) zu entfernen waren. Dagegen ließen sich diese Einschlüsse durch starkes und nach dem Zerkleinern wiederholtes Pressen (bis 5000 Atm.) beseitigen. So behandelter, vorher chemisch gereinigter Graphit ergab in der Tat für alle vorher genannten Vorkommen und Varietäten eine nur zwischen 2,255 und 2,256 schwankende Dichte. **O. Mügge.**

Aug. Krejči: Das Gold vom Otavaflusse. (Anz. d. IV. Kongr. böhm. Naturf. u. Arzte. Prag 1908. p. 428—429. Böhmisch.)

Verf. setzte seine im Jahre 1904 veröffentlichten (dies. Jahrb. 1905. I. -365-) Arbeiten in größerem Maßstabe fort. Durch Bearbeitung von 275 mz Flußschotter erhielt er 14 kg Schlich und darin 16,900 Goldflimmern vom Gesamtgewicht 0,6548 g; chemisch wurde dann nachträglich noch 0,0042 g gewonnen. Dies ergibt den angenäherten Gehalt von 50 mg in einem Kubikmeter; wenn wir die Verluste beim Seifen und die wahrscheinliche Zunahme des Goldgehalts im Sande gegen die Tiefe zu in Betracht ziehen, wird sich dieser Gehalt verzweifachen bis vielleicht verdreifachen. Verf. studierte weiter die Verhältnisse von Písek stromaufwärts bis gegen Schüttenhofen sowie an den Nebenflüssen der Otava und erhielt analoge Resultate. Der Ursprung des Goldes ist in den Graniten und Gneisen zu suchen. Ein günstiges Resultat einer Gewinnung ist nicht zu erwarten. **Fr. Slavik.**

A. Inostranzeff: Ein Goldklumpen aus der Seife des Flusses Petrowka, Jegorjewsky-Grube, Altai-Bezirk. (Compt. rend. d. l. Soc. d. Natur. d. St. Pétersbourg. **37**. 1906. p. 291—292. Russisch.)

Fund eines fast gar keine Abrollung aufweisenden porösen Goldklumpens von 422 g Gewicht. In den Poren skelettförmige oktaedrische Goldkristalle bis 6,5 mm Größe. Einschlüsse von Quarz. Früher ebenda gefunden einige gut ausgebildete oktaedrische Goldkristalle und ein ebensolcher Platinkristall. **Doss.**

P. Gaubert: Sur la double réfraction accidentelle de la bromyrite. (Bull. soc. franç. de min. **30**. p. 266. 1907.)

Kristalle aus der Sierra Gorda (Chile) wurden durch Druck doppelbrechend, beim Nachlassen des Druckes wieder isotrop. Platten // (111) zeigen zuweilen 3 unter 60 sich kreuzende Streifensysteme, die gewöhnlich senkrecht zu den Oktaederkanten, zuweilen aber auch schief dazu verlaufen.

Auch beim Einpressen einer Nadel entsteht um diese eine doppelbrechende kreisförmige Zone, parallel dem Radius liegt α; sie wird beim Erwärmen nach und nach wieder isotrop. **O. Mügge.**

V. Goldschmidt und B. Mauritz: Über Kalomel. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 393—406. Mit 2 Taf.)

Die Verf. beschreiben Kristalle von Terlingua (Texas) und von Avala (Serbien), nachdem sie vorher die bisherige Literatur über dieses Mineral eingehend besprochen haben.

1. Kalomel von Terlingua. Die Kristalle sind scharf ausgebildet und erheblich flächenreicher, als die von Moses beschriebenen (vergl. dies. Jahrb. 1904. I. -341-). Die beobachteten Formen sind:

c (001), A (010), m (110), *δ (016), γ (014), z (013), e (011), s (021), *d (031), α (113), i (112), r (111), o (221), p (331), ψ (131), π (124), n (132), v (153), ϱ (135).

δ und d sind neu. Einzelne Kristalle werden genau beschrieben: 1. Kurzprismatische 1,2 × 0,7 × 0,6 mm. Kombination: cAm$\delta\gamma$tesdαirp$\psi\pi$nvϱ und 2 große vizinale Flächen gekrümmt in Zone [An] in den oberen Ecken von A mit den nächstliegenden Symbolen: (1 . 10 . 1) und (1 . 11 . 1). 2. Kurzprismatisch. 3,0 × 2,7 × 3,1 mm. cAm$\delta\gamma$tesdαiro$\psi\pi$nvϱ. Vizinalflächen (0 . 1 . 13). 3. Aγtesdαiro$\psi\pi$nvϱ, in der Prismenzone eine krumme Vizinalfläche (190), in der Zone [oq] zwei sehr naheliegende scharfe Flächen mit dem nächstliegenden Symbol (0 . 1 . 13). 4. Spitz pyramidal. Aγztesdαiro$\psi\pi$nvϱ. In der Prismenzone zwei große krumme Vizinalflächen mit dem nächstliegenden Symbol (170); in der Zone [Ar] Vizinalflächen (1 . 11 . 1) und (1 . 20 . 1). Die Vizinale (0 . 1 . 13) tritt auch hier auf. 5. Sehr ähnlich No. 1. cA$\delta\gamma$tesdαiroπnvϱ. Vizinalform (0 . 1 . 13). An allen Kristallen sind einzelne Formen nicht mit allen zugehörigen Kristallen ausgebildet.

2. Kalomel von Avala. Nach Besprechung der historischen Verhältnisse werden zwei Kristalle beschrieben: 1. 0,6 × 0,4 mm. cmleαroψ, letzteres sehr groß. 2. Amαro, α sehr groß. 0,5 × 0,3 mm.

Die Symbole werden eingehend diskutiert, die Verhältnisse der einzelnen Fundorte und die Angabe der verschiedenen Autoren tabellarisch dargestellt, eine Winkeltabelle mitgeteilt und die beobachteten Flächen nach der Häufigkeit gruppiert. Danach sind:

Hauptformen . . . Ar.
Wichtige Formen . αmceγi.
Seltene Formen . . ozsπvϱnptψ.
Ganz seltene Formen dδh (114), q (015), l (120).

Max Bauer.

Zoltán Toborffy: Mineralogische Notizen. 2. Blende und Kalkspat aus Bojcza. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 603—605. Mit 1 Fig.)

Auf mit Pyrit durchwachsenem Quarz sitzen Kristalle von Kupferkies, Bleiglanz und Blende, alle oft in schönen Kristallen, ersterer (100) und (111), 2 bis 3 mm, letztere reichlicher und größere Kristalle, bis 8 mm. Schwarz bis braun, auch gelb. Begrenzung der Blendekristalle. p_1 $(1\bar{1}1)$, glänzend mit matten Streifen und Zeichnungen, p (111) ganz glatt an den Ecken. d (110) und v (331), sowie n (322). An der hier beschriebenen Stufe herrschen die Erze, an der jetzt folgenden treten sie zurück; man findet Quarz, Dolomit und Kalkspat, von diesem 10—12 mm lange Kristalle, milchweiß mit klaren Enden, so auf Dolomitrhomboedern aufgewachsen, daß beide Enden ausgebildet sind. Die Kombinationen zeigen die Formen: M $(40\bar{4}1)$ (Hauptform), e $(01\bar{1}2)$, n $(41\bar{5}3)$, r $(10\bar{1}1)$, l $(04\bar{4}5)$, y $(32\bar{5}1)$, $(52\bar{7}3)$? Von Breithaupt, Zippe und Benkő werden andere Kombinationen beschrieben. **Max Bauer.**

B. Mauritz: Über den Pyrargyrit von Hiendelaencina. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 344. Mit 4 Fig.)

Große kurzprismatische Kristalle sind einfach: $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}1)$ und $(01\bar{1}2)$. Die kleineren, gleichfalls kurzprismatisch, 1 bis 2 mm, sind flächenreich:

m	= $(10\bar{1}0)$ $(2\bar{1}\bar{1})$	r	= $(10\bar{1}1)$ (100)	v	= $(21\bar{3}1)$ $(20\bar{1})$
m,	= $(\bar{1}010)$ $(\bar{2}11)$	T	= $(50\bar{5}2)$ $(4\bar{1}\bar{1})$	d	= $(12\bar{3}2)$ $(21\bar{1})$
a	= $(11\bar{2}0)$ $(10\bar{1})$	e	= $(\bar{1}012)$ (011)	q	= $(61\bar{7}1)$ $(4\bar{2}3)$
		p	= $(11\bar{2}3)$ (210).		

Meist dominiert das zweite, selten ein dreiseitiges Prisma. Nach dem Vorherrschen von r $(10\bar{1}1)$ oder e $(\bar{1}012)$ an dem Ende kann man zwei Typen unterscheiden. Die Kristalle sind alle aufgewachsen, aber doch am unteren Ende so weit ausgebildet, daß die Verschiedenheit beider Enden deutlich hervortritt. Zwillinge wurden keine beobachtet. Vizinalformen treten in großer Zahl auf. Die neuere Literatur seit Rothwisch und Miers ist eingangs verzeichnet. **Max Bauer.**

S. Stevanović: Covellin (Kupferindig) und Enargit von Bor in Serbien. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 349—354. Mit 4 Fig.)

Am genannten Ort, 30 km nordwestlich von Zajetschar, der Hauptstadt des Timoker Kreises, fand sich ein Cu-haltiger Pyrit mit etwas Kupferglanz und in einzelnen Partien blauer Kupferindig, z. T. in Kristallen. Es sind bis 6 mm große, dünne, selten dickere sechsseitige Täfelchen, an denen die Messungen stark schwanken und parallele Flächen zu fehlen pflegen, so daß wohl Zwillinge vorliegen. In der Tat zeigte

das Mikroskop Andeutung von Zwillingsbildung auch an scheinbar einfachen Kristallen. Das Kristallsystem ist sicher nicht hexagonal oder rhombisch, sondern monoklin oder triklin, dem monoklinen nahestehend. Verf. nimmt monokline Kristallisation an und legt das Achsensystem zugrunde:

$$a : b : c = 0{,}5746 : 1 : 0{,}6168; \quad \beta = 90^\circ 46'.$$

Beobachtet wurden die Formen: c (001), p (111), (016), (014), (013), (025), k (012), (035), (023), r (034), (045), s (011), (054), t (043), g (032), (085), (053), (074), (095), l (021), (083), d (031), (0 . 13 . 4), f (041), h (092), i (051), (061), y (0 . 15 . 2), z (081), v (091), w (0 . 16 . 1).

Fundamentalwinkel gemessen:

$$001 : 111 = 50^\circ 40'; \quad 001 : \bar{1}11 = 51^\circ 30'; \quad 1\bar{1}1 : 111 = 45^\circ 20'.$$

Die Kristalle zeigen stets eine hexagonale Ausbildung und es sind stets für diesen Habitus sich ergänzende Pyramiden vorhanden, deren Basis auch bei monokliner Auffassung die Basis ist. Die Winkel auf der Basis weichen bei mikroskopischer Messung ziemlich von 120° ab. Die gewöhnliche Kombination ist die scheinbar hexagonalpyramidale (001) . (111) . (021). Die Zwillingsbildung ist so verwickelt, daß die Entzifferung der Gesetzmäßigkeit nicht gelang; vielleicht ist m (110) Zwillings- und wohl auch Verwachsungsebene, diese vielleicht auch (130). Die Lamellen lösen sich z. T. leicht voneinander ab, was früher als Spaltbarkeit genommen wurde. Die Analyse ergab:

33,45 S, 65,49 Cu, 0,25 Fe; Sa. 99,19,

entsprechend der Formel CuS; das Eisen stammt vom Pyrit. Die Covellinkristalle zeigen in der Form große Ähnlichkeit mit denen des Kupferglanzes und noch mehr mit denen des Domeykits, was etwas näher ausgeführt wird.

Der Kupferindig wird von frischen Enargitkristallen von späterer Entstehung begleitet. Sie sind eisengrau und kurzprismatisch, nicht tafelig, wie die amerikanischen und zeigen die letzteren fehlenden Domen gut entwickelt. Kombination: c (001), a (100), m (110), h (120), N (230), k (101), M (201); $a : m = 41^\circ 0'$; $a : h = 60^\circ 0'$; $c : k = 43^\circ 35'$; $c : M = 62^\circ 0'$. Die Analyse ergab: 33,23 S, 15,88 As, 1,54 Sb, 49,00 Cu; Sa. 99,65; also wohl die Beimengung von etwas Kupferindig, daher etwas zuviel Cu und S. **Max Bauer.**

V. Rosický: Kristallographische Mitteilungen. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 28. 27 p. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bull. intern. d. Akad.)

6. Hessit von Botes. Ein Kristall von isometrischem Typus (I. Typus Becke's) mit nur einzelnen Flächen von (110) und (111) in größerer Ausdehnung, dafür mit einigen breiteren Flächen von (310, (221) und (311), ergab zwar keine so vollkommene Winkeldaten, daß die Frage,

ob regulär ob triklin, gelöst werden könnte, erlaubte aber doch die sichere Bestimmung seiner Formen, von denen zwei, r und s, neu sind:

h (100), d (110), e (210), f (310), o (111), z (322), m (311), p (221), *r (441), *s (552) (als regulär aufgefaßt). **Fr. Slavik.**

Szilárd: Sur la formation de la thorianite et de l'uraninite. (Compt. rend. **145**. p. 463. 1907.)

Nach den Analysen scheint es, daß Uran und Thor im Uraninit und Thorianit nicht, wie man nach der zuweilen regelmäßigen Form erwarten könnte, eine bestimmte chemische Verbindung bilden, sondern vielmehr in der Beziehung stehen, daß im Uraninit bei 65—74 % Uran 4—11 % Thor und umgekehrt im Thorianit bei 65—74 % Thor 4—11 % Uran vorhanden sind. Verf. hat nun früher gefunden, daß man durch Auflösen von Thoriumhydrat in Uranylnitrat bis zur Sättigung und Verdunstenlassen der Lösung einen Körper erhält, in welchem Ur und Th in demselben Verhältnis wie im Thorianit stehen, ebenso durch Auflösen von Uranylnitrat in Thoriumnitrat eine Substanz von der chemischen Zusammensetzung der Uraninite. Ferner kann man aber auch die Hydrate der seltenen Erden und fast aller im Thorianit und Uraninit vorkommenden Elemente (Fe, Pb, Zr) in den Thor- und Uransalzen auflösen und erhält so stets kolloidale, nie kristallisierte Massen, weshalb Verf. meint, daß Uraninit und Thorianit ähnlich entstanden sein mögen. **O. Mügge.**

B. Ježek: Über den Braunit von Minas Geraes. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 7. 6 p. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé.)

Kleine Kristalle, welche in den Hohlräumen derber Manganerze sitzen, sind pyramidal mit vorwaltendem (111), ohne Zwillingsverwachsungen, mitunter sehr flächenreich. Im ganzen fand Verf. 12 Formen, von denen 6 mit * bezeichnete neu sind:

c (001), a (100), m (110), p (111), *q (506), *r (601), *u (643), h (423), z (421), *v (312), w (311), *y (713).

Die flächenreichste Kombination enthält alle diese 12 Formen und ist neben anderen auf den schönen Abbildungen dargestellt.

Dichte = 4,72.

Die feinkörnige Unterlage ist ein ziemlich reiner Braunit von der Dichte 4,69—4,72, dessen Analyse dem Verf. ergab: Mn O 83,76, O 8,20, Fe_2O_3 1,18, Ba O 0,98, SiO_2 3,93, H_2O 0,50; Sa. 98,55.

Zum Schlusse sind alle bisher bekannten Formen des Braunits zusammengestellt und in eine stereographische Projektion eingetragen. Flink's Signatur s für (645) wird wegen Kollision mit (221) durch σ ersetzt.

Fr. Slavik.

V. Rosický: Kristallographische Mitteilungen. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 28. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bull. intern. d. Akad.)

4. Goethit von Příbram. Dünn säulenförmige, oberflächlich fast schwarze Kriställchen sind in der Vertikalzone von den Flächen b (010), m (110), d (210) und dem neuen Prisma *n (130), auf den freien Enden von den Domen u (101) und dem neuen *e (011) begrenzt. Aus den Winkeln

$$210 : 010 = 65^0\,12' \qquad 101 : 111 = 26^0\,51'$$

folgt das Parameterverhältnis: a : b : c = 0,92413 : 1 : 0,60512.

Fr. Slavik.

J. Chautard et P. Lemoine: Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique. (Compt. rend. **146**. p. 239. 1908.)

In Guinea sind aus Diabasen hervorgegangene und noch in situ befindliche Laterite gesammelt und gleichzeitig mit dem Muttergestein von Pisani analysiert. Es zeigt sich, daß nur Al, Fe und Ti angereichert sind, am meisten Ti, das daher als Vergleichsmaßstab benutzt wurde. Danach sind ein kleiner Teil auch des Al und Fe entfernt, trotzdem der Gehalt an beiden auf das 3—4fache gestiegen ist und beide wesentlich nur als Oxyde vorhanden sind. Letzteres gilt auch vom Si, von dem aber ca. $\frac{4}{5}$ entfernt sind. Der Lateritisierungsprozeß besteht nach den Verf. wesentlich in einer Oxydation und Hydratation; deutet man sich ihn vollständig verlaufend und noch durch natürliche Auswaschungen unterstützt, so wird es begreiflich, daß er schließlich geradezu zur Entstehung von Al- und Fe-Lagerstätten führt.

O. Mügge.

D. Zavrieff: Sur la dissociation du carbonate de chaux. (Compt. rend. **145**. p. 428. 1907.)

Für den Dissoziationsdruck von Marmor wurden folgende Werte gefunden:

t =	725°	815	840	870	892	910	926
p =	67 mm	230	342	500	626	755	1022

Bei 910° hatte bereits H. Le Chatelier die schnelle Zersetzung beobachtet, bei 810° eine langsame. Letzteres beruht wahrscheinlich darauf, daß bei der damals angewandten großen Carbonatmenge die Erhitzung keine gleichförmige war. Verf. beschleunigte die Erreichung des Gleichgewichtes durch Vermischung des Marmors mit einem leicht schmelzbaren Doppelcarbonat von Alkalien und alkalischen Erden; das Gleichgewicht wurde sowohl von höheren wie niederen Drucken aus erreicht.

O. Mügge.

Zoltán Toborffy: Mineralogische Notizen. 3. Kalkspat von Salgótarján. 4. Kalkspat aus dem „Kühlen Tale“ bei Budapest. (Zeitschr. f. Krist. **44**. 1908. p. 605—608. Mit 3 Fig.)

3. Auf Hohlräumen im Basalt mit Phillipsitdrusen, bis 3 mm lang, selten fingerlang. Die flächenarmen Formen sind fast prismatisch durch ein sehr spitzes Skalenoeder; meist nur zwei, aber auch bis vier Formen. $r = R\,(10\bar{1}1)$, $w = -\frac{1}{4}R\,(0.11.\bar{1}\bar{1}.4)$, $R\frac{1}{3}^{3}\,(8.5.\bar{1}\bar{3}.3)$, $R8\,(9.7.\bar{1}\bar{6}.2)$, $R13\,(7.6.\bar{1}\bar{3}.1)$, $*'x = R15\,(8.7.\bar{1}\bar{5}.1)$, $R17\,(10.7.\bar{1}\bar{7}.1)$, $*+ = -R\frac{6}{4}\,(15\bar{6}4)$. (Die Flächen mit * neu.) Kombination meist ein Skalenoeder zwischen R17 und R8, weiterhin R und $-\frac{1}{4}R$. Nicht selten ist R17 und $-\frac{1}{4}R$; R17 ist zuweilen durch R15 ersetzt. In dem Basalt liegen bis kinderfaustgroße, weiße, durchscheinende, unregelmäßig gestaltete Oligoklase.

4. Kristalle aus dem Kalk der Steinbrüche. Wasserklar, skalenoedrisch durch das herrschende $v = R3\,(21\bar{3}1)$; beobachtet außerdem: a $(11\bar{2}0)$, r $(10\bar{1}1)$, M $(40\bar{4}1)$, ν $(13.0.\bar{1}\bar{3}.1)$, k $(50\bar{5}2)$, e $(01\bar{1}2)$, f $(02\bar{2}1)$, g $(50\bar{5}2)$, y $(32\bar{5}1)$, V $(62\bar{8}1)$, x $(13\bar{4}1)$. Die Kristalle zeigen sehr konstant dieselbe Kombination. Kristalle von diesem Fundort sind auch schon von Melczer beschrieben worden (Földtani Közlöny. 1899. p. 160). **Max Bauer.**

Christian Welzel: Eingewachsene Feldspatkristalle aus dem Fichtelgebirge. Ein kristallographischer Versuch. (Programm des k. humanistischen Gymnasiums in Hof für das Schuljahr 1907/08. 41 p. Mit 3 Taf.)

Verf. bespricht die bekannten grauweißen bis dunkelgelben, auch oberflächlich schwarzen Orthoklaskristalle aus dem Granit des Schneebergzugs des Fichtelgebirges. Sie sind ausnahmslos nur durch folgende Formen begrenzt: $P = 0P\,(001)$, $M = \infty P\infty\,(010)$, T und $l = \infty P\,(110)$, $z = \infty P3\,(130)$, $y = 2P\infty\,(\bar{2}01)$, und oft nur angedeutet: $n = 2P\infty\,(021)$ und $o = P\,(\bar{1}11)$. Andere Formen sind nicht beobachtet. Ihr verschiedenes Verhalten zu dem umgebenden Granit wird beschrieben. Die Form der einfachen Kristalle ist meist regulär säulenförmig, häufig sind Karlsbader Zwillinge von Tafelform, andere Zwillingsgesetze sind weit spärlicher, verbreiteter wieder unregelmäßige Verwachsungen.

Bei den einfachen Kristallen werden die Größenverhältnisse durch Messung von y zu y, von M zu M und von P zu P erörtert. Das größte Individuum ist 52 : 29 : 31 mm, und zwar sind die kleinen Individuen im allgemeinen weniger gut ausgebildet als große. Das Verhältnis der Dicken M : M zu P : P schwankt zwischen 2,1 : 1 und 1,36 : 1, während die Dicke und die Höhe stets einander nahezu gleich sind. Karlsbader Zwillinge sind sehr häufig; n und o pflegen größer zu sein als bei einfachen Kristallen. Die spezielle Form ist ziemlich mannigfaltig, die meisten sind dick tafelförmig. Die Verwachsungsfläche ist nie einheitlich und wechselt ihre Lage außerordentlich. Meist sind beide Individuen gleich groß, manchmal ist das eine so klein, daß es nur eine schwache Erhöhung auf P

darstellt. Bavenoer und Manebacher Zwillinge sind selten; ebenso Zwillinge nach den Flächen von Vertikalprismen, ∞P sowohl als ∞P3 und anderen; etwas verbreiteter solche verschiedener Art mit parallelen Basisflächen P, die aber nicht alle nach den von Tschermak und anderen angegebenen Gesetzen erklärt werden können. Eine Regelmäßigkeit kommt bei manchen dadurch zustande, daß 2 Flächen des einen Individuums auf 2 Flächen des anderen senkrecht stehen. Bei diesen säulenförmigen Verwachsungen mit paralleler Basis kommt ein neuer Habitus zur Ausbildung, indem manche eine auffallend geringe Ausdehnung nach der Vertikalachse im Verhältnis zur Querachse aufweisen. Sehr reichlich vorhanden sind regelmäßige Verwachsungen ohne Symmetrie: die Regelmäßigkeit wird auch hier dadurch erreicht, daß 2 Flächen des einen Kristalls senkrecht stehen auf 2 Flächen des anderen. Sehr zahlreich sind scheinbar regellose Verwachsungen, von 2 oder mehr selbständigen Gebilden (einfachen Kristallen oder Zwillingen). Auch an diesen Gruppengebilden (Knauern) kommen normalstehende Flächenpaare vor, durch die sie z. T. kristallographisch fixiert sind. Die gleiche Auffassung der Verwachsung läßt sich an den drei großen Zwillingsgesetzen durchführen. Auch kann man die Erscheinung, daß aufgewachsene Zwillinge nach 0P (Manebacher Zwillinge) stets den Säulenabschluß mit voneinander abliegenden Querdomen ausbilden, aus der Normalorientierung von Flächen erklären, desgleichen die meist tafelförmige Gestalt der Karlsbader Zwillinge. Für alle Einzelnheiten in dieser Beziehung muß aber auf das Original mit seinen zahlreichen Abbildungen verwiesen werden. **Max Bauer.**

Julius Hampel: Über die chemische Konstitution des Augits aus der Paschkopale bei Boreslau. (Min. u. petr. Mitt. **27**. 1908. p. 270—272.)

Die chemische Analyse des Augits aus der Flur Paschkopale bei Boreslau im böhmischen Mittelgebirge von F. Hanusch ergab I.

	I.	II.	Hieraus berechnet sich
SiO_2	48,65	39,60	7,22 $NaAlSi_2O_6$
TiO_2	0,90	2,50	3,71 $MgAl_2SiO_6$
P_2O_5	0,00	0,00	4,01 $CaAl_2SiO_6$
SO_3	0,00	0,00	8,11 $FeSiO_3$
F	0,00	0,10	33,04 $MgSiO_3$
Al_2O_3	5,97	18,51	43,91 $CaSiO_3$
Fe_2O_3	0,00	5,50	100,00
FeO	4,71	2,26	
MnO	0,28	0,74	
CaO	23,48	12,57	
MgO	14,80	14,11	
K_2O	0,33	1,87	
Na_2O	0,95	2,58	
CO_2	0,00	0,07	
H_2O (chem. geb.)	0,14	0,26	
	100,21	100,67	

woraus die Formel: $2\,Na\,Al\,Si_2O_6 . Ca\,Al_2\,Si\,O_6 . Mg\,Al_2\,Si\,O_6 . 3\,Fe\,Si\,O_3 . 18\,Mg\,Si\,O_3 . 21\,Ca\,Si\,O_3$. Es überwiegen also die Silikate des Diopsids und des Hedenbergits; bemerkenswert sind die großen Mengen Alkali. G. = 2,746, so niedrig wegen starker Verunreinigung durch Einschlüsse von Schlacken und Zeolithen. Gereinigte Substanz ergab: G. = 3,149.

Die Zahlen unter II ergeben die Zusammensetzung einer Hornblende, die in schönen Kristallen im Basaltuff von Lukov vorkommt. G. = 3,206, nach Reinigung = 3,221. **Max Bauer.**

L. Duparc: Sur l'ouralitisation du pyroxène. (Compt. rend. **145**. p. 766. 1907.)

In leukokraten Feldspatgängen an den Ufern der Gussewa und am Gussewsky-Kamen im asiatischen Ural erscheinen zuweilen Bruchstücke der durchbrochenen Pyroxenite. Ihre schwarzen Ränder bestehen ausschließlich aus einem Aggregat von Hornblende und Titanitkörnchen, dann folgt eine Zone, zusammengesetzt aus Hornblende und z. T. uralitisiertem Diallag und ein mit dem durchsetzten Pyroxenit durchaus übereinstimmender hornblendefreier Kern. Längs Spalten dringt die Hornblende weiter vor, kleinere Einschlüsse sind völlig uralitisiert. Zugleich beladen sich die Feldspate in der Nähe der Einschlüsse auch mit Hornblende. Letztere erscheint hier also ausschließlich als Produkt der Einwirkung eines feldspatigen Magmas auf Pyroxen und bestätigt somit die früher vom Verf. aufgestellte Theorie der Uralitisierung (dies. Jahrb. 1908. I. -339- u. -386-).

O. Mügge.

Henry S. Washington: On Kaersutite from Linosa and Greenland; with optical studies by Fred. Eugene Wright. (Amer. Journ. of Sc. **26**. p. 187—211. 1908.)

H. S. Washington fand auf der Insel Linosa an der Küste von Tunis unter den Lapilli eines parasitären Kegels am Monte Rosso eine titanreiche Hornblende, die dem grönländischen Kaersutit nahesteht.

Die Linosa-Hornblende ist monoklin, prismatisch, 5—20 mm lang und 3—8 mm stark entwickelt. Formen: m (110), b (010), in seltenen Fällen mit p ($\bar{1}01$) und r (011). Spaltwinkel 55° 22′. Muscheliger Bruch. H. = 6; sehr spröde. Schmilzt v. d. L. leicht zu schwarzer, schwach magnetischer Masse. Spez. Gew. 3,336 bei 13°. Mit 100° warmer Flußsäure lassen sich nach halbminutiger Behandlung auf den Prismenflächen der monoklinen Symmetrie entsprechende Ätzfiguren erzielen. Farbe ausgeprägt jetschwarz mit hohem Glasglanz. Strich lichtbraun. $\mathfrak{c}$ = dunkelbraun, fast opak, $\mathfrak{b}$ = braun, $\mathfrak{a}$ = blaß olivbraun oder olivgrün. Absorption $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Auf 110 wurde $\mathfrak{c} : c = +1°24'$ (im spitzen β-Winkel) gefunden. Dispersion der optischen Achsen sehr gering. Ebene der optischen Achsen 010. Doppelbrechung negativ. Für Na-Licht $\gamma = 1{,}760$; $\beta = 1{,}730$; $\alpha = 1{,}692$. 2V hieraus berechnet = 79° 54′, direkt gemessen 71° bezw. 72°. Ersichtlich hindert die sehr tiefe Farbe des Minerals genaue Bestimmungen. Zur chemischen Analyse diente sorg-

fältigst gereinigtes Material. Es ergab sich: SiO_2 40,85, TiO_2 8,47, ZrO_2 —, Al_2O_3 9,89, Fe_2O_3 8,85, FeO 3,96, MnO 0,12, NiO 0,10, MgO 12,47, CaO 12,16, BaO —, Na_2O 2,01, K_2O 0,63, H_2O 0,19 F 0,28; Summa 99,98.

Insgesamt ist die Zusammensetzung der Linosa-Hornblende der eines basaltischen Amphibols ähnlich, doch ist der Gehalt an Al_2O_3 niedriger und vor allem der an TiO_2 sehr hoch. Da sorgfältigst auf Freiheit von etwa titanhaltigem Magnetit bezw. von Titaneisen geachtet wurde, so muß der Ti-Gehalt als der Hornblende zugehörig angesehen werden.

Die Kaersut-Hornblende. Der Amphibol von Kaersut, Nugsuaks-Halbinsel am Umanak-Fjord in Grönland, ist von Lorenzen 1884 beschrieben. Er kommt in einem 2—6 Zoll starken Gange vor, der Peridotit durchquert. Ein von Washington und Wright untersuchtes Originalgesteinsstück von Lorenzen erwies sich als ziemlich grobes Feldspataggregat mit bis 3 cm langen und 5 mm dicken schwarzen Hornblendeprismen. Im Dünnschliff kennzeichnete sich der Feldspat als Ab_1An_1 und ferner als Alkalifeldspat. Nicht selten sind kurze Augitprismen. Ferner kommt Biotit in hellbraunen Blättchen im Gestein vor. Häufig ist Apatit.

Die Kaersut-Hornblende ist monoklin. Formen: m (110), b (010), Endflächen selten. Zwillinge, auch lamellierte, kommen vor. Prismenwinkel 55°35′. Spaltbarkeit nach m (110) sehr vollkommen. Muscheliger Bruch. H. = 6. Sehr spröde. Schmilzt v. d. L. leicht zu einer dunklen, magnetischen Masse. Spez. Gew. 3,137 bei 25°. Auslöschungsschiefe c:c auf 110 = — 7°48′ (im stumpfen β-Winkel) für Na-Licht, = — 9°18′ für Li-Licht. Ebene der optischen Achsen 010; $\alpha = 1{,}676$; $\beta = 1{,}694$; $\gamma = 1{,}708$. 2V hieraus berechnet = 82°6′, direkt gemessen = 81°. Auch hier stört die starke Eigenfarbe bei der Untersuchung.

Bei der chemischen Analyse wurde ein von Lorenzen als charakteristisch angeführter Zinngehalt nicht bemerkt. Nach Abzug des aus P_2O_5 berechneten Apatits, der als Einschluß im Analysenmaterial vorkam, ergab sich: SiO_2 39,52, TiO_2 10,31, Al_2O_3 11,22, Fe_2O_3 1,22, FeO 8,81, MnO 0,06, NiO —, MgO 13,31, CaO 10,93, Na_2O 2,95, K_2O 1,07, H_2O 0,59. In den Lorenzen'schen Analysenergebnissen fehlen die immerhin reichlich vorhandenen Alkalien, auch gibt er weniger TiO_2 und mehr Al_2O_3 an.

Die Erörterung der Analysen, die Washington an den erwähnten, hochtitanhaltigen Hornblenden ausgeführt hat, ist zufolge eben des Vorhandenseins von Ti, dessen Oxydationsstufe ungewiß ist, schwierig. Bezüglich einschlägiger Erwägungen sei auf das Original verwiesen, ebenso hinsichtlich interessanter, aber beim jetzigen Stand der Kenntnisse noch rein spekulativer Erörterungen über das chromatophorische Radikal u. a. m.

Verf. stellt in einer Tabelle die Analysen von Hornblenden zusammen, die mit den von ihm untersuchten verwandt sind. Es ergibt sich, daß die Amphibole von Linosa und Kaersut zu den basaltischen Hornblenden oder Syntagmatiten gerechnet werden können, eher als zur Arfvedsonitgruppe, wobei die Farbe, Ätzfiguren und die negative Lage der Auslöschung beim Kaersutmineral kennzeichnend sind. Der hohe TiO_2-Gehalt stellt das

Linosa- und Kaersutvorkommen aber etwas für sich. Die positive Auslöschung der Linosa-Hornblende weist auf Übergang zur Arfvedsonitgruppe hin. Hochtitanhaltige Syntagmatite kann man Kaersutite nennen. Die Linosa-Hornblende wäre ein Endglied, das Verf. wegen seiner besonderen Auslöschung und seines hohen Fe_2O_3-Gehaltes auch noch mit einem Namen, Linosit, belegt. **F. Rinne.**

B. Ježek: Über den Hamlinit von Brasilien. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 2. 7 p. Mit 2 Textfig. Böhm., deutsches Résumé.)

Hamlinit von Diamantina bildet farblose, gelbliche oder blaßrosafarbene Kristalle, an welchen der Verf. außer den bekannten Formen: c (0001), r ($10\bar{1}1$) und f ($02\bar{2}1$) das neue Rhomboeder *n ($40\bar{4}1$) konstatierte. Der Habitus ist teils würfelähnlich mit bedeutend vorwaltendem r oder dicktafelförmig nach der Basis. Aus zwölf guten Messungen, welche ergaben

$$(10\bar{1}1) : (02\bar{2}1) = 56^0\,14',$$

folgt der Wert der Vertikale

$$c = 1{,}18504,$$

mit welchem nicht nur des Verf.'s, sondern auch Hussak's Messungen besser übereinstimmen als mit dem Werte Penfield's $c = 1{,}135$.

Dichte = 3,201 bei farblosen, 3,260 bei rosafarbigen, 3,262 bei trüberen Kristallen. Härte = fast 5.

Optisch normal einachsig, positiv, ohne merkbaren Pleochroismus. Mit Abbe'schem Refraktometer wurde bestimmt:

$$\omega_{Na} = 1{,}62945$$
$$\varepsilon_{Na} = 1{,}63870.$$

Qualitativ wurde nur Al und Sr, kein Ba und keine Schwefelsäure nachgewiesen. **Fr. Slavik.**

Otto Hauser: Über den sogen. Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl. (Zeitschr. f. anorg. Chemie. **60**. p. 237—241. 1908.)

Die mit ausgesucht reinem Material vorgenommene neue Analyse des Dysanalyt aus dem körnigen Kalk von Vogtsburg im Kaiserstuhl hat andere Resultate ergeben als früher die Analyse von Knop. Unter I sind die Resultate der neuen Analyse, unter II die Werte angegeben, die Knop aus seiner Analyse berechnet hat:

	I.	II.
TiO_2	50,93	41,47
SiO_2	2,21	—
Nb_2O_5	4,86	23,23
FeO	9,22	5,81
CaO	25,60	19,77
MnO	0,23	0,43
Na_2O	4,37	3,57
Ce_2O_3	2,80	5,72
	100,22	100,00

Den hohen Gehalt an Niobsäure in der Knop'schen Analyse führt Verf. auf Mängel in der angewandten Trennungsmethode zurück, die abweichenden anderen Werte erklären sich daraus, daß das Mineral nicht einheitlich ist, vielmehr in seiner einfachbrechenden Substanz doppelbrechende fremde Gemengteile enthält, wie durch Untersuchung von Dünnschliffen festgestellt wurde. Auch hat Verf. die reinsten zu beschaffenden Kristalle, Knop aber nur minderwertiges Material zur Analyse benutzt. Verf. kommt durch seine Untersuchung zu der Ansicht, daß der Dysanalyt keine selbständige Mineralspezies sei, sondern ein durch Einschlüsse stark verunreinigter Perowskit. **R. Brauns.**

Ferruccio Zambonini: Sulla disanalite del Monte Somma. (Rend. della R. Accad. d. Sc. fis. e mat. di Napoli. 1908. 2 p.)

Mit dem von G. vom Rath beschriebenen Pyroxen vom Vesuv fand Verf. im Kalk eingewachsen eisengraue bis schwarze, lebhaft halbmetallisch glänzende Körner und Würfelchen mit unvollkommener kubischer Spaltbarkeit. H. = 5. G. etwas kleiner als bei Rutil. Die qualitative Untersuchung ergab die Zusammensetzung eines Titanoniobats von Calcium und Eisen. Es liegt demnach Dysanalyt vor, der in dem Kalk von Glimmer und Forsterit begleitet wird. **Max Bauer.**

V. Rosický: Kristallographische Mitteilungen. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 28. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bull. internat.)

7. Scheelit von Příbram. Gefunden von A. Hofmann, die Formen von Vrba bestimmt: e (101) vorwaltend, p (111), s (311), h (313), durch Zwillingsverwachsung anscheinend holoedrisch, doch auch einspringende Winkel bildend. Verf. teilt Winkeldaten und Angaben über die Flächenbeschaffenheit mit. **Fr. Slavik.**

H. Baumhauer und C. O. Trechmann: Neuere Beobachtungen am Baryt des Binnentales. (Zeitschr. f. Krist. **44**. 1908. p. 609—617. Mit 1 Taf.)

Selten im Dolomit von Langenbach. Von Neminar mangelhaft als Barytocölestin beschrieben. Im Habitus ziemlich mannigfaltig, aber die Winkel aller z. T. sehr flächenreicher Kristalle stimmen vollkommen mit denen des Schwerspats.

1. Typus, pyramidal. Wasserhell, glänzend, bis 3 mm, mit Dolomit, Quarz, Pyrit und zersetztem Jordanit auf einer Druse im Dolomit. Beobachtete Formen:

c (001), b (010), a (100), m (110), η (230), n (120), χ (130), ζ (320), o (011), u (101), d (102), b (104), Vizinale: (1.0.80), z (111), r (112),

f (113), q (114), v (115), y (122), μ (124); an Kristallen anderer Stufen: w (106), λ (210). Durch Vorwalten von m kurzprismatisch, auch d und c groß, charakteristisch die Entwicklung einer Reihe von Orthopyramiden: z, r, f, q, v.

2. Typus, prismatisch. Gleiche Begleiter, dazu Blende. Kurzprismatisch durch Vorwalten von m, b und o mit großem χ und zurücktretenden Protopyramiden. Beobachtete Formen: b, c, m, η, n, χ, o, d, (1 . 0 . 80), z, r, f, q, v, y und (163). Ein Kristall hat die einfache Kombination: c d o z m b a u und w (106). An einem weiteren herrschen m, b, d weit vor und o tritt zurück. Die Kristalle dieses Typus zeigen scheinbar den gewöhnlichen Habitus des Cölestin, die Spaltbarkeit // c läßt aber das Richtige erkennen.

3. Typus, domatisch nach Achse a. Kristalle bis 5 mm lang, begleitet von Hyalophan, Dolomit, Quarz, Pyrit, derbem Baumhauerit? und kleinen Rutilkriställchen. Wasserhell bis graublau. Z. T. von Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglicher Libelle überreichlich durchsetzt. Schon beschrieben von Neminar und Scharizer. Beobachtete Formen: b, c, a, o, m, d, l, w, n, z, y, r, f, v, R (117), n, χ, μ. o und öfters b groß, auch d und l sowie z, y und m. Ein Strontiumgehalt konnte nicht nachgewiesen werden. (Glühverlust 1,324%; $BaSO_4$: 98,150; Verlust bei Behandlung mit Ammoniumcarbonat: 0,993; Sa. 100,467.)

4. Typus. Domatisch nach Achse b. 2—3 mm lange Kriställchen, schwach bläulich. Ganz vorherrschend c und o und 2 oder 3 Makrodomen (beobachtet in der Makrodomenzone: a, w, d, g, l); dazu bei komplizierteren Kombinationen noch: m, n, z, y, vielleicht auch λ. Von allen, z. T. eingehend beschriebenen Kristallen der verschiedenen Typen werden zahlreiche Winkel mitgeteilt. **Max Bauer.**

V. Rosický: Kristallographische Mitteilungen. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 28. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bull. internat. d. Ak.)

2. Über „Barytocölestin" von Imfeld im Binnental. In Übereinstimmung mit Goldschmidt, Grünling, Scharizer, Pisani, Baumhauer und Trechmann überzeugte sich auch Verf., daß jenes Mineral ein typischer Baryt ist. Neminar's Angaben über den Binnentaler „Barytocölestin" sind gänzlich falsch, die Winkel unrichtig berechnet, die Projektion und Figuren schlecht gezeichnet. Bei der spektroskopischen Untersuchung eines Kristalls aus der Sammlung des böhmischen Museums fanden Brauner und Kuzina auch nicht eine Spur von Strontium. Der letztere analysierte den Baryt mit folgendem Resultate: Ba 58,54, Ca 0,16, SO_4 41,22, Fe + Al Spur; Sa. 99,92.

Verf. maß drei Kristalle von brachydiagonal-säulenförmigem Habitus mit vorwaltendem (011) und fand an ihnen (Stellung Haüy) folgende Formen:

c (001), b (010), a (100), m (110), u (101), d (102), l (104), w (106), z (111), r (112), y (122).

Achsenverhältnis aus

o : z 44° 14′ und o : o = 74° 42′: a : b : c = 0,8165 : 1 : 1,3103.

Aus einer Zusammenstellung von allen bisher gemessenen analysierten Baryten und Cölestinen ergibt sich eine große Seltenheit von namhafteren isomorphen Beimischungen und deren minimaler Einfluß auf die kristallographischen Konstanten. **Fr. Slavik.**

J. Štěrba: Studium der Radioaktivität der Niederschläge von den Teplitz-Schönauer Quellen. (Anzeiger des IV. Kongresses böhmischer Naturforscher und Ärzte. Prag 1908. p. 443—444. Böhmisch.)

Baryt vom Schlangenbad zeigte sich im Elster-Geitel'schen Apparate schwach radioaktiv: 125 g bedingten eine Abnahme von 10,5 Volt nach einer 27stündigen Einwirkung; auf photographischem Wege wurde ein negatives Resultat erzielt. Der Niederschlag derselben Quelle, welcher Cu, Fe, Mn, Al, Ca, Ba, Mg, K, Na, CO_2, SiO_2 und H_3PO_4 enthält, ist stärker radioaktiv als der Baryt, aber schwächer als der Niederschlag der analog zusammengesetzten Steinbadquelle. **Fr. Slavik.**

Couyat: Sur la célestite du Mokattam (Le Caire). (Compt. rend. **145**. p. 504. 1907.)

Der Cölestin findet sich in zwei zum oberen Mokattam gerechneten Kalkschichten des Lutétien in Gängen, Geoden und kleinen Drusen in den Fossilien. Es werden 5 Trachten unterschieden: 1. T. Mokattam: ziemlich gleichmäßige Entwicklung von (001), (110), (011), (102); stets auf Wandungen des Kalks aufgewachsen. 2. T. Sizilien: gestreckt // ă; außer den vorigen Formen auch (210); grünliche Kristalle in strahligen Gruppen von 15—20 cm Länge in Geoden und Fossilien. 3. T. Erie: gestreckt // ĭ, außer den Formen unter 1. auch (104); trübweiß, bis 5 cm lang. 4. T. des Pariser Beckens und Virginiens: gestreckt // ă, (001), (011), (102), (100), vorn namentlich begrenzt von (177). 5. T. Pschow: gestreckt // ă, mit den neuen Formen (176) und (275); 001 : 176 = 160° 14′ (gem. 160° 30′); 011 : 275 = 170° 24′ (gem. 170° 50′); daneben zuweilen nur (001), zuweilen auch (100), (102), (001), (110), (111). Kristalle in Geoden und vor allem in Gastropodenschalen. Von Einschlüssen finden sich in klaren Kristallen selten solche von Flüssigkeit, in anderen auch Quarzin und Fossilreste. Vielfach zeigen sich Andeutungen zweier Wachstumsperioden. Die Färbung scheint organischen Ursprungs zu sein, die Analyse ergab neben $SrSO_4$ nur 0,2 CaO und 0,45 Glühverlust. $\alpha = 1{,}62040$, $\beta = 1{,}62732$, $\gamma = 1{,}63045$ $2\varepsilon = 90° 4′ 40″$ ber., 89° 48′ gem. (Na-Licht). **O. Mügge.**

Zoltán Toborffy: Mineralogische Notizen. 1. Anglesit von Broken Hill. (Zeitschr. f. Krist. 44. 1908. p. 601—603. Mit 6 Fig.)

Oxydationsprodukt des Bleiglanzes und nicht selten Pseudomorphosen nach diesem, häufig auf ähnlich entstandenem Weißbleierz aufgewachsen. Kristalle klein, kaum 3 mm. Farblos, z. T. wasserhell. Dreifach verschiedener Habitus. 1. Nach der Basis tafelig mit m, meist auch o im Gleichgewicht mit m. 2. d und l treten vor, a und c zurück, auch z ist größer. Meist: m c a o y z l n g μ ν λ. 3. Doma l herrscht, o, y und z verdrängen das Prisma noch mehr, statt ν meist ϱ.

Einfache Formen: Endflächen: a (100), c (001).

Prismen: m (110), λ (210).

Makrodomen: l (104), d (102).

Brachydoma: o (011).

Pyramiden: z (111), g (113), y (122), ν (212), μ (124), ϱ (342), p (324).

Die gemessenen Winkel stimmen gut mit den aus Kokscharow's Achsensystem: a : b : c = 0,78516 : 1 : 1,28939 berechneten überein.

Max Bauer.

P. Gaubert: Sur la reproduction artificielle de la barytine, de la célestine, de l'anglésite et sur les mélanges isomorphes de ces substances. (Compt. rend. 145. p. 877. 1907.)

Durch Verdampfen der Lösung der genannten Sulfate in Schwefelsäure erhält man mehrere Millimeter große Kriställchen von Baryt und Cölestin, nur kleine von Anglesit und nicht mehr meßbare von Anhydrit. Aus gemischten Lösungen von Ba und Sr scheiden sich an der intermediären Größe des optischen Achsenwinkels erkennbare Mischkristalle ab, aber von anderer Zusammensetzung, als der flüssigen Mischung entspricht, schließlich die reinen Sulfate. Aus Mischungen von Pb mit Ca oder Sr erhält man im allgemeinen nur trübe Kristalle, nach dem optischen Verhalten ebenfalls Mischungen, Ca kristallisiert aus gemischten Lösungen zwar für sich, beeinflußt aber die Gestalt der anderen Sulfate, namentlich des $PbSO_4$, woraus Verf. schließt, daß sehr kleine Mengen des $CaSO_4$ doch vom $PbSO_4$ absorbiert werden, indem sie regelmäßig, aber auf verschiedenen Flächen in verschiedener Weise, mit dem $PbSO_4$ verwachsen.

Da die Form der Sulfate je nach den Umständen, unter denen man kristallisiert, wechselt, ist das mikrochemische Verfahren von Behrens zu ihrer Unterscheidung nicht geeignet, letztere gelingt erst an größeren, der optischen Untersuchung zugänglichen Kristallen. O. Mügge.

J. Samojloff: Orientierung der Ätzfiguren auf Baryt, Cölestin und Anglesit. (Zeitschr. f. Krist. 45. 1908. p. 113—123. Mit 1 Taf.)

Verf. kommt zunächst auf seine frühere Abhandlung: Beiträge zur Kristallographie des Baryts (dies. Jahrb. 1903. I. -397-) zu sprechen und

teilt daraus mit, daß, aus 252 Fundorten berechnet, die Häufigkeit der gewöhnlichen Formen die folgende ist: c (001) an 239 Orten oder 94,8% der Fundorte; m (110), 230, 91,3%; d (102), 222, 88,1%; o (011), 208, 82,5%; z (111), 151, 59,9%; b (010), 136, 54,0%; a (100), 126, 50%; u (101), 107, 42,5%. Die größte Verbreitung unter den Wachstumspolyedern des Schwerspat zeigen also die Formen mit den einfachsten Indizes, ausgenommen das kompliziertere d, das mehr als doppelt so häufig ist als das einfachere u.

Dagegen hat P. Hermann (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -360-) aus 381 Kombinationen folgende Häufigkeit der Formen beim Anglesit berechnet: m (110), 81,4%; d (102), 72,7%; o (011), 72,5%; c (001), 67,4%; z (111), 64,6%. Hier steht c mit seiner nur deutlichen Spaltbarkeit erst an vierter Stelle, während m, d und o in derselben Reihe aufeinander folgen, wie beim Schwerspat. Man wird danach vermuten dürfen, daß dies auch beim Cölestin der Fall sein wird. Hierauf werden die natürlichen und künstlichen Ätzfiguren beim Schwerspat nach der Literatur und eigenen Beobachtungen besprochen, die der vollflächig rhombischen Symmetrie entsprechen. Dasselbe ist beim Cölestin der Fall und die Figuren haben mit geringen Abweichungen dieselbe Orientierung wie beim Schwerspat. Dabei zeigt sich auf o eine Abhängigkeit der Ätzfiguren von dem Lösungsmittel: mit kohlensauren Alkalien und mit Säuren bilden sich dreieckige Formen, die im zweiten Falle mit ihrer Grundlinie der Basis c (001) zugekehrt sind, im ersteren Falle mit ihrer Spitze, wie es auch Beckenkamp auf o beim Ätzen von Schwerspatkristallen mit K_2CO_3 beobachtet hat, im Gegensatz zu den sonstigen Ätzfiguren des letzteren Minerals auf o. Versuche, Ätzfiguren auf Anglesitkristallen herzustellen, waren nicht von sehr großem Erfolg. Die erhaltenen Formen geben aber keinen Anlaß, den Anglesit aus der Holoedrie des rhombischen Systems auszuschließen.

Max Bauer.

Ferruccio Zambonini: Su alcuni minerali non osservati finora al Vesuvio. (Rend. della R. Accad. d. Sc. fis. e mat. di Napoli. 1908. 4 p.)

In Fumarolen mit H_2S und viel Wasser im Atrio del Cavallo am Fuße der Punta del Nasone bildet sich neben viel Gips auch Alunogen, Kalialaun und Metavoltin; die beiden ersteren sind bisher am Vesuv noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden, wenigstens noch nicht als isolierte und individualisierte Mineralien. Metavoltin hat Verf. früher schon gefunden (dies. Jahrb. 1908. I. -208-). Alunogen (Keramohalit) bildet weiße, faserige und seidenglänzende oder schuppige und perlmutterglänzende Aggregate, die sich genau wie der Keramohalit vom Pic de Teyde nach Becke verhalten. Die Schuppen sind nach (010) tafelige monokline Kristalle, die u. d. M. von den Flächen (100), (101) und ($\bar{1}$01), vielleicht auch (001) begrenzt sind. Doppelbrechung schwach und negativ. $c:c = 42^0$. Aus den Schuppen tritt eine Bisektrix mit großem Achsenwinkel aus. Kali-

alaun ist seltener und bildet weiße, kristallinische, isotrope Aggregate ohne erkennbare Formen. G. = 1,742. Chemisch wie Alaun. 45,42 % H_2O (45,56 % beim Alaun). Metavoltin bildet auf und in dem Alunogen dünne hellgelbe Krusten, die sich in heißem Wasser schwer lösen. U. d. M. erkennt man kleine hexagonale, negativ einachsige Plättchen. Chemisch wie Metavoltin. Kleine grüne Körnchen, die die drei genannten Mineralien begleiten, sind vielleicht Voltait.

In einigen Fumarolen des großen Kegels fanden sich feine perlmutterglänzende Schuppen von Sassolin, die die Flamme grün färben etc., und sich kristallographisch und optisch wie sonstiger Sassolin verhalten. Borsäure wurde von Monticelli und Covelli vom Vesuv erwähnt (1817), seitdem dort aber nicht mehr gefunden. **Max Bauer.**

V. Rosický: Kristallographische Mitteilungen. (Abh. d. böhm. Akad. 1908. No. 28. Mit 1 Taf. Böhmisch. Deutsches Résumé im Bull. internat.)

5. Chalkanthit von Bor bei Zajcăr in Serbien. Aus derselben Lokalität, von wo neuerlich Stevanovic kristallisierten Covellin beschrieb (siehe dies. Heft p. -336-), maß Verf. Kristalle von Chalkanthit, der dort sonst auch körnig und faserig vorkommt. Die konstatierten Flächen weisen in der von Groth (Chemische Kristallographie) adoptierten Stellung Barker's folgende Symbole auf:

a (100), b (010), m (110), μ (1$\bar{1}$0), λ (1$\bar{2}$0), *p (140), *o' (1$\bar{1}$1), ω ($\bar{1}$11), *φ ($\bar{1}$01), q (011), z(0$\bar{1}$1), t (021, ψ (1$\bar{3}$1), σ (1$\bar{2}$1), ξ ($\bar{1}$21), ζ ($\bar{1}$31).

Habitus der Kristalle ist ungewöhnlich, nämlich tafelförmig nach ω ($\bar{1}$11).

Dichte 2,282 (in Acetylentetrabromid bestimmt). **Fr. Slavik.**

Meteoriten.

G. Tschermak: Über das Eintreffen gleichartiger Meteorite. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Kl. 116. IIa. 1907. p. 1407—1441.)

Das Material der Meteoriten und Sternschnuppen ist ein verschiedenes. Während jene nach zunehmender Dichte geordnet, aus kohligen Meteoriten 1,7—2,9, feldspatführenden 3—3,4, bronzit- und olivinhaltigen Steinmeteoriten (gewöhnlich mit Chondren) 3—3,8, silikatführenden Eisen 4,3—7 und Eisen 7,5—7,8 bestehen, setzen sich diese sehr wahrscheinlich aus Partikeln und Flocken lockerer Beschaffenheit und geringerer Dichte, Steinpulver, Kohle und Kohlenwasserstoffen zusammen, die beim Eintritt in die Erdatmosphäre zu Kohlensäure und Wasserdampf und feinem Staub aufgezehrt werden.

Beiden kann man nach den Berechnungen G. v. Niessl's hyperbolische Bahnen zuschreiben, jedoch ist auch eine elliptische Bahn nicht ausgeschlossen.

Die Falltage beider häufen sich periodisch im Jahr, jedoch fallen ihre Perioden nicht zusammen. Die zahllosen im Weltraum verteilten kleinen Körper können daher keine regellose Anordnung haben, sondern müssen sich auf Ströme von ungefähr gleichartiger Beschaffenheit verteilen. Die voneinander verschiedenen Ströme verfolgen auch verschiedene Bahnen. Es ist demnach zu erwarten, daß die zu verschiedenen Zeiten des Jahres periodisch eintretenden Meteorschauer aus verschiedenem Material bestehen. Die Bildung von Schwärmen gleichartiger Meteoriten, die in regelmäßiger Folge mit der Erde zusammentreffen, läßt sich nach Verf. vulkanischer Theorie der Meteoritenentstehung voraussehen, da dieselben die fortwährend ausgeschleuderten Auswürflinge kleiner Himmelskörper sind, die zumal in der Nähe unseres Sonnensystems denselben Bahnen wie der erzeugende Körper folgen werden, da hier die Explosionsgeschwindigkeit weniger bahnbestimmend wirkt. Dadurch gewinnen die Daten der Meteoritenbahnen und besonders ihre Knotenpunkte mit der Erdbahn eine genetische Bedeutung und es kann nicht genug darauf hingewiesen werden, daß die Sammlung der Falldaten ebensowichtig ist, wie das Auflesen der Stücke selbst.

Eine Durchmusterung der Falltage gleichartiger Meteoriten ergab in der Tat Beziehungen, die auf das Vorhandensein von Meteoritenströmen gleicher Beschaffenheit hindeuten. Zur Ermittlung derartiger Gesetzmäßigkeiten sind besonders Meteoriten von ungewöhnlicher Zusammensetzung, die sich scharf aus der Hauptmasse abheben, wie die calciumreichsten Meteorite, die Eukrite, geeignet.

Aus den Falldaten von den sechs bekannten Eukriten: Stannern 1808, Mai 22., Jonzac 1819, Juni 13., Juvinas 1821, Juni 15., Petersburg 1855, August 5., Shergotty 1865, August 25., Peramiho 1899, Oktober 24., ergibt sich, daß sich der Tag des Eintreffens mit der Zeit verschiebt. Ihre Knotenpunkte mit der Erdbahn rücken vor.

Für die petrographisch vollkommen gleichen Eukrite Stannern, Jonzac, Juvinas und Peramiho folgt die Verschiebung des Knotens der Formel:

$$E = 230{,}64 + 1{,}6175\ t$$

und für Petersburg und Shergotty, die auch petrographisch etwas mehr abweichen, der Formel $L = 230{,}04 + 1{,}5953\ t$.

Es bedeuten E und L die Knotenlängen gerechnet vom mittleren Aquinoctium des Jahres 1900 und t die Jahreszahl weniger 1800, dabei wurde angenommen, daß der Knoten sich proportional der Zeit verschiebt. Die Differenzen zwischen beobachteter und nach den Formeln berechneter Knotenlänge sind klein und übersteigen auch für die beiden nicht ganz übereinstimmenden Steine nicht 4,32°, so daß sie bei Annahme einer Breite des Stromes von 8,6° beim Schnitt der Erdbahn zu demselben Strom gerechnet werden können. Wird neben der der Zeit proportionalen Zu-

nahme noch ein periodisches Schwanken innerhalb von 72 Jahren angenommen, so ergibt sich mit noch vollkommenerer Übereinstimmung eine Knotenverschiebung von 1°36′ im Jahr. Nach längerer Zeit könnte möglicherweise auch eine Verschiebung im entgegengesetzten Sinn eintreten.

Die Bahnberechnung von Stannern, Jonzac und Juvinas durch G. v. Niessl ergab zwar keinen positiven Beweis für ihre Zusammengehörigkeit, schließt jedoch bei Annahme von Störungen außerhalb unseres Planetensystems eine solche auch nicht aus. Ähnliche Beziehungen lassen sich noch für die Howardite und verwandte Meteoriten finden.

v. Wolff.

F. Berwerth: Die Tracht der Meteoriten. Vortrag gehalten im wissenschaftlichen Klub in Wien am 21. März 1907. (Monatsblätter des wissenschaftlichen Klub in Wien. No. 7 v. 30. April 1907. p. 1—6.)

— Etwas über die Gestalt und Oberfläche der Meteoriten. (Festschrift d. Naturw. Ver. a. d. Universität Wien zur Feier des 25jähr. Bestandes. Wien. Nov. 1907. 29—40.)

Verf. behandelt in einem Vortrag und Aufsatz die Gestalt und Oberflächenbeschaffenheit der Meteorsteine und Eisen. Für die Piezoglypten gibt er eine von der Daubrée'schen Theorie abweichende Erklärung und führt sie auf die Unebenheiten von Bruchflächen zurück. Der Name wäre treffender durch „Regmaglypten", d. i. durch Bruch ausgehöhlt, zu ersetzen.

v. Wolff.

F. Berwerth: Steel and Meteoric Iron. (The Journ. of the Iron and Steel Inst. III. 75. London 1907. p. 37—51. Plates IV—VI.)

Die vorliegende Studie ist als Einführung in die Meteoritensammlung des Naturhistorischen Hofmuseums in Wien für die Mitglieder des Eisen- und Stahl-Instituts anläßlich ihrer Tagung daselbst im September 1907 geschrieben und diesem Interessenkreis besonders angepaßt worden.

In kurzer übersichtlicher Weise stellt Verf. die wichtigsten Ergebnisse neuerer Forschungen über die Natur des Meteorischen Eisens, seiner Bestandteile und Struktur zusammen unter Hinweis auf die besonders instruktiven Stücke der Wiener Sammlung. Aus dem Inhalt sei folgendes hervorgehoben. Das Meteoreisen gehört in die Kategorie des Stahls, wie beim Stahl sind seine Eigenschaften auf ähnliche chemische und physikalische Vorgänge zurückzuführen. Wenn es bisher noch nicht gelungen ist, Meteoreisen künstlich herzustellen, so liegt das daran, daß man die außerordentlich langsame Abkühlung nicht nachahmen konnte, die neueren Versuche indes berechtigen zur Hoffnung, daß diese Schwierigkeiten zu überwinden sind, so daß die durch das Gefüge des Meteoreisens bedingten Eigenschaften der Härte und Zähigkeit technisch noch von Bedeutung werden könnten. In der Auffassung der Hexaedrite als Kamazitindividuen riesenhafter Oktaedrite, in der Erklärung der körnigen und dichten Eisen als in der Atmosphäre der Erde durch Hitze veränderte „Metabolite", die

dem gehärteten Stahl am ähnlichsten sind, und endlich in der von der gewöhnlichen Daubrée'schen Deutung der Piezoglypten abweichenden Ansicht, daß dieselben in dem Wegschmelzen von Bruchzacken ihre Ursache haben und treffender als „Regmaglypten" zu bezeichnen wären, vertritt Verf. bekanntlich den durch seine Forschungen gewonnenen ureigenen Standpunkt. **v. Wolff.**

O. Vogel: Das gediegene Eisen von Kirburg und einige andere natürliche Eisen. (Chemikerzeitg. **31**. p. 1181—1182. 1907.)

Verf. zitiert die aus dem Jahre 1803 stammenden Angaben von J. L. Jordan über einen zu Kirburg gemachten Fund von gediegenem Eisen, sowie von C. A. Gerhard (1777) über einen Eisenfund zu Großkamsdorf (Sachsen) vom „eisernen Johannes". Auch Literaturangaben über den sogen. gediegenen Stahl von Labouiche (Auvergne), sowie über das Pallaseisen werden angeschlossen. **E. Sommerfeldt.**

L. Jaczewsky: Über das Nickeleisen vom Flusse Onot. (Verh. Miner. Ges. St. Petersburg. **45**. 1907. Prot. p. 16—17. Russisch.)

Im Sande des Flusses „Onot" (wo?) wurden beim Verwaschen einige weiße, metallglänzende Körnchen gefunden, die sich als Nickeleisen erwiesen; ob sie tellurischen oder meteorischen Ursprungs, ist eine noch offene Frage. **Doss.**

O. C. Farrington: Analyses of Iron Meteorites compiled and classified. (Field Columbian Museum. Pub. 120. Geol. Ser. **3**. No. 5. Chicago 1907. p. 59—110.)

Verf. stellt eine alphabetische Liste der bisher bekannt gewordenen Meteoreisen mit ihren Bestimmungen nach dem System von Rose, Tschermak, Brezina und Cohen zusammen. Ferner hat er die in der Literatur zerstreuten Analysen gesammelt. Ein Vergleich derselben untereinander ergibt als wichtigstes Resultat, daß der Nickelgehalt der Meteoreisen von bestimmendem Einfluß auf ihre Struktur ist. Je höher der Nickelgehalt eines Oktaedrits, um so feiner sind seine Lamellen. Der Vergleich führte zu folgenden Zahlen:

Klasse	Lamellenbreite in mm	Prozentgehalt an Fe
Hexaedrite		94,12
Größte Oktaedrite	+ 2,5	93,18
Grobe „	2,0—1,5	92,28
Mittlere „	1,0—0,5	90,64
Feine „	0,4—0,2	90,18
Feinste „	0,2— —	88,51.

Dann werden die Ursachen erörtert, warum die Analysen ein und desselben Meteoriten nicht selten erhebliche Abweichungen zeigen. Als durchschnittliche Zusammensetzung der Meteoreisen kann für die wichtigsten Metalle folgende angenommen werden:

	% Fe	% Ni	% Co	% Cu
Durchschnittlicher Gehalt im Meteoreisen	90	9	0,9	0,02
Atomgewicht	55,5	58,3	58,6	63,1.

Das Eisen mit dem kleinsten Atomgewicht steht in dieser Reihe an erster Stelle. Mit steigendem Atomgewicht nimmt die Bedeutung der Metalle ab. v. Wolff.

Fr. Eichstädt: En egendomlig af rent glas bestående meteorit funnen i Skåne. (Geol. Fören. Förhandl. **30**. Heft 5. Maj 1908. p. 323—330. Taf. 3—4.)

Verf. beschreibt ein 30,74 g schweres, eigenartiges Stück Glas, das vor einigen Jahren in Kälna, Kirchspiel Starby, Regierungsbezirk Kristianstadt, Schonen, beim Graben in einem Garten gefunden wurde. Es erinnert mit seiner schwarzen, firnisglänzenden, chagrinierten Schmelzrinde lebhaft an einen Meteoriten. U. d. M. besteht die Hauptmasse aus braunem, schlierig bis striemigem Glas, das außen von einer helleren, an Entglasungsprodukten reichen Zone umgeben wird. Die äußerste Zone ist reich an Globuliten und protuberanzenartig ausgefranst. Spez. Gew. 2,707. Er deutet diesen Fund als Meteoriten und rechnet ihn den „Tektiten“ zu. v. Wolff.

G. P. Merrill and W. Tassin: Contributions to the study of the Canyon Diablo Meteorites. (Smithonian Miscell. Coll. **50**. Quarterly Issue 1908. p. 203—214.) [Siehe das folgende Ref.]

Abschnitt I von G. P. Merrill.

Auf der Ebene in der Nähe der eigenartigen kraterförmigen Vertiefung von Canyon Diablo, auch Coon Mountain genannt, Coconino Co., Arizona (vergl. das folgende Ref.), finden sich zusammen mit Meteoreisenstücken:

1. Knollige, schalig-kugelige Massen, „shale balls“, aus oxydiertem meteorischem Material, bis 50 Pfund schwer. Diese Schalenkugeln aus Eisenoxyd haben auf ihrer Oberfläche Bruchstücke von Sandstein und Kalkstein verkittet. Sie bestehen im Innern aus Eisenoxyden und grünen Nickelhydroxyden, gelegentlich findet sich ein noch nicht oxydierter Kern von Eisen. Dieses Eisen unterscheidet sich von dem normalen Canyon Diablo-Eisen durch das Fehlen breiter Kamazitstreifen, einem größeren Gehalt an Eisenchlorid und -phosphid, der seine leichte Oxydierbarkeit bedingt, während das normale Eisen sehr widerstandsfähig ist. Trotz dieser Unterschiede rühren beide von ein und demselben Fall her. Derselbe muß bereits recht alt sein, jedenfalls älter als die letzte Eruption der

Vulkane nördlich von Flagstaff, da die feinen über die Ebene verstreuten Lapilli sich auch bei den Bohrungen im Kraterboden fanden.

2. Birnenförmige und ovale Oxydkugeln aus denselben schaligen Eisenoxyden bestehend wie die typischen Schalenkugeln. In ihrem Innern findet man noch gelegentlich Reste von nicht oxydiertem Eisenphosphid und Spuren von Eisen mit ursprünglicher kristalliner Struktur. Da aber das Eisen beim Erhitzen bis nahe zum Schmelzpunkt seine Struktur vollständig ändert, so sind auch diese Gebilde aus der irdischen Oxydation kleiner Partien von schwefel- und chlorreichem Eisen entstanden und nicht geschmolzene Tropfen. Auch die normalen Eisen sind scharfkantige Splitter, die von der nicht geschmolzenen Masse abgesprengt sind.

Die Meteormasse von Canyon Diablo war nicht einheitlich, sie bestand aus Nickeleisen mit Ausscheidungen von chlorid-, phosphid- und sulfidreichen Massen. Eine Zertrümmerung beim Fallen erfolgte am leichtesten längs der Berührungsflächen der verschieden zusammengesetzten Partien. Außerdem können höchstens die sulfidischen Partien infolge der Erwärmung durch die Luftreibung herausgeschmolzen sein. Die weniger widerstandsfähigen Massen sind durch nachträgliche Oxydation verschwunden, und wenn überhaupt noch Spuren unveränderter Substanz erhalten sind, so trägt das trockene Klima Schuld daran.

Abschnitt II von Wirt Tassin.

A. Das Eisen der Schalenkugeln.

Der in den Schalenkugeln gefundene Eisenkern weicht nicht nur strukturell, sondern auch chemisch von dem normalen Eisen ab, wie die nachfolgenden Analysen beweisen:

	I.	II.	III.	IV.
Fe	95,370	91,396	93,510	94,030
Ni	3,945	7,940	5,600	5,320
Co	—	—	0,044	0,020
Cu	—	—	Sp.	0,010
P	0,144	0,179	0,156	0,235
S	Sp.	0,004	0,010	0,005
C	—	0,417	0,512	0,121
Si	Sp.	0,047	0,050	0,020
Cl	—	—	0,000	0,120
Glühverlust	0,260	—	—	—
Sa.	99,719	99,983	99,882	99,881

I. Normales Canyon Diablo-Eisen, anal. von Moissan.
II. „ „ „ „ „ Booth, Garrett und Blair.
III. „ „ „ von G. K. Gilbert 1892 gesammelt, anal. von Wirt Tassin.
IV. Eisen der Schalenkugeln, anal. von Wirt Tassin.

Schon die drei ersten Analysen des normalen Eisens zeigen, daß dasselbe von wenig einheitlicher Zusammensetzung ist. Das Eisen der Schalenkugeln unterscheidet sich durch seinen größeren Phosphorgehalt und

vor allem durch seinen Chlorgehalt von dem normalen, das völlig frei davon ist.

Was seine Struktur betrifft, so fehlen die groben Lamellen, ferner Einschlüsse von Kohlenstoff und Troilit. Das Eisen besteht aus einem Eutektikum (Plessit) mit zahlreichen, zu den Oktaederrichtungen orientiert liegenden Massen und Platten von Schreibersit, in Begleitung von Cohenit. Die Kamazitfelder sind spärlich und selten mehr als 1 mm im Durchmesser, begrenzt von haardünnen Tänithäutchen. Schreibersit erscheint in dreierlei Ausbildung, erstens in stahlgrauen breiten Lamellen von der Zusammensetzung: P 13,80, Fe 63,04, Ni 23,07, Co 0,03, Cu 0,00, spez. Gew. 7,090; zweitens in Knoten und Körnern: P 15,370, Fe 58,540, Ni 26,080, Co 0,052, Cu Sp., spez. Gew. 7,20; drittens in der Form von Rhabdit. Von diesem ließen sich nicht ausreichende Mengen zur Analyse isolieren. Der Schreibersit hinterläßt ferner einen nicht magnetischen Rückstand, dessen Analyse ergab: P 8,77, Fe 84,29, NiCo 5,00, C 2,16 und Cohenit in Platten und Körnern von der Zusammensetzung: Fe 91,200, Ni 2,480, Co 0,100, C 5,960, P 0,015, spez. Gew. 7,612; ferner waren festzustellen: Tänit: Fe 72,160, Ni 27,750, Co 0,020, Cu 0,00, P 0,045, C 0,120 und endlich ein geringer Betrag an blaß grünlichgelben Olivinkörnern: SiO_2 41,51, MgO 52,70, FeO 5,89, NiO 0.29.

B. Die Schale.

Die Schale des Eisenkerns besitzt folgende Zusammensetzung:

	I.	II.	III.
Fe_2O_3	74,63	78,82	81,07
FeO	3,91	0,65	0,00
NiO	9,79	8,85	4,66
CoO	0,49	0,39	0,00
CaO	1,27	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00
H_2O	8,02	10,00	12,81
SiO_2	1,09	0,76	1,47
CO_2	0,35	0,00	0,00
Al_2O_3	0,05	0,00	0,00
S	Sp.	0,01	0,00
P	0,10	0,20	0,09
Cl	0,08	0,031	0,00
C	0,15	0,100	0,00
Sa.	99,93	99,831	100,10

I. Anal. Nichols.

II. Innere Lage der Schale einer Kugel mit Eisenkern, anal. Wirt Tassin.

III. Schalenkugel ohne Kern, anal. Wirt Tassin.

Die mineralogische Zusammensetzung der Schale besteht der Hauptsache nach aus Brauneisen und Hämatit, nicht Magneteisen (vergl. das vorige Ref.), mit Resten von unzersetztem Schreibersit, die das magnetische Verhalten bedingen. v. Wolff.

G. P. Merrill: The Meteoric Crater of Canyon Diablo, Arizona, its History, Origin and associated Meteoric Irons. (Smith. Misc. Coll. **50**. Quarterly Issue 1908. p. 461—497.) [Siehe das vorhergehende Ref.]

Eine eigenartige kraterförmige Vertiefung, möglicherweise meteorischen Ursprungs, findet sich auf einer wüsten, sandigen Hochebene, nahe Canyon Diablo, wenige Meilen südlich der Santa Fé-Eisenbahn, Coconino Co., in Arizona. In fast vollkommen horizontaler Lagerung stehen daselbst carbonische Kalksteine (sogen. St. Aubrey-Kalksteine) an, die von Erosionsresten einer roten Sandsteindecke überlagert werden. Im Liegenden der Kalksteine finden sich stark kieselige Sandsteine, gleichfalls carbonischen Alters. Die Kratervertiefung ist von einem flachhügeligen Kraterrand umsäumt, der sich aus lockerem, zertrümmertem, wirr durcheinander geworfenen Material der Gesteine der Ebene aufbaut. Die Größe der Bruchstücke schwankt in den weitesten Grenzen, von mikroskopischem Staub bis zu Blöcken von mehreren hundert Tonnen Gewicht. Die Lagerung und der Charakter dieser Bildung weist auf äußerst gewaltsame Vorgänge bei ihrer Entstehung hin. Der Kraterrand erhebt sich 120—160′ (37—49 m) über die Ebene, sein Durchmesser beträgt von O.—W. 3808′ (1161 m), von N.—S. 3654′ (1114 m), die Tiefe 600′ (183 m). Die inneren Kraterwände fallen steil, fast senkrecht ab oder hängen sogar stellenweise über. Der Boden ist eben.

Bohrungen, die im Kraterboden niedergebracht wurden, ergaben an einer Stelle folgendes Profil:

1.	Oberflächenschutt und Sand	0—27′ (0—8,23 m).
2.	Horizontal liegende Süßwasserabsätze mit Diatomeen, Molluskenschalen und Gipskristallen	27—88′ (8,23—26,82 m).
3.	Sand mit Nickel und Eisengehalt und Bruchstücken von umgewandeltem Sandstein etc.	85—220′ (26,82—67,06 m).
4.	Sand und Fels, in Körnern vergriest, Meteoreisensplitter	220—520′ (67,06—158,5 m).
5.	Sand und Gesteinsmehl, schlackenartiges Material mit Eisen und Nickelgehalt .	520—600′ (158,5—182,9 m).
6.	Gesteinsmehl, Sand, kein meteorisches Material	600—620′ (182,9—189 m).
7.	Normaler anstehender Fels, grauer Sandstein, nicht verändert	600—720′ (183—219,5 m).

Die petrographische Untersuchung dieser Bohrproben ergab:

Der graue unveränderte Sandstein ist ein gewöhnlicher Quarzsandstein mit wenig Feldspat. Die Umwandlung erfolgt in der Weise, daß der Sandstein sich auflockert und sich leicht zu scharfkantigem Quarzpulver zerreiben läßt. Das Mikroskop lehrt, daß die Auflockerung nicht durch einfache Zersetzung, sondern durch gewaltsame Erschütterung zu-

stande gekommen ist. Die ursprüngliche Sandsteinstruktur ist noch erhalten. In einem weiteren Stadium geht dieselbe verloren. Das Gestein erinnert äußerlich an Tripel oder Kieselsinter und besteht u. d. M. aus einem Aggregat lockerer Quarzkörner, die undulös auslöschen und häufig die rhomboedrische Spaltbarkeit erkennen lassen. In den Zwischenräumen ist ferner eine farblose isotrope Substanz zu beobachten, die auf Grund der chemischen Zusammensetzung des Gesteins als Opal anzusprechen ist. In dem höchsten Stadium der Umwandlung nimmt das Gestein ein bimssteinartiges Aussehen an, der Schliff enthüllt ein farbloses, blasiges Glas mit unversehrten Quarzresten, ähnlich wie es in Blitzröhren vorkommt. Die Analyse ergibt, daß die Umwandlung die chemische Zusammensetzung des Sandsteins nicht geändert hat.

Die aus einer Tiefe von 520′ (158,5 m) gewonnene Bohrprobe, bestehend aus Sand, vermengt mit Eisenoxyden und Metallflittern, ergab nach einer Untersuchung von W. Tassin einen Gehalt von Nickeleisen, Chromit, Körnern von Fayalit? und vor allem Eisenphosphide (Schreibersit), Bestandteile unzweifelhaft meteorischen Ursprungs.

Die Masse des in der Gegend von Canyon Diablo gefallenen Eisens wird auf 20 t geschätzt. Die Eisenstücke besitzen konkave und konvexe Begrenzungsflächen mit napfenförmigen Eindrücken ohne Bruchflächen. Sie sind regellos über die Ebene in einem Gebiet von einigen Quadratmeilen um den Krater verstreut, in ihm selbst fanden sich neuerdings auch einige Stücke. Die Schalenkugeln aus Eisen und Nickeloxyden (vergl. das vorangehende Ref.), die zusammen mit dem Eisen vorkommen, sind gleichfalls meteorischer Entstehung.

Der letzte Abschnitt bringt den Versuch, dieses eigenartige Kratergebilde zu erklären. Seiner Gestalt nach könnte der Krater sowohl durch Ausblasen, als durch Aufschlagen entstanden sein. Die Beschaffenheit und Natur des ausgeworfenen Materials, die Metamorphose des Sandsteins spricht zugunsten der zweiten Möglichkeit. Das Umschmelzen des Sandsteins zu Glas erfordert hohe Temperaturen und schließt vulkanische Vorgänge nicht aus. Gegen letztere jedoch spricht die ungestörte Lagerung der Sedimente in größerer Tiefe unter dem Kraterboden. Es bleibt als letzte Möglichkeit die Annahme übrig, daß eine kompakte Meteormasse beim Aufschlagen den Krater erzeugt habe. Eine derartige dynamische Wirkung beim Niedergehen eines Meteoriten ist allerdings bisher noch nicht beobachtet worden. Die Wirkung wird aber um so größer werden, je größer die Masse und ihre Geschwindigkeit ist und je senkrechter das Aufschlagen erfolgt. Die Geschwindigkeit muß in dem Falle bedeutend größer sein, wenn die Bewegungsrichtung der Erde und des Meteoritens entgegengesetzt ist.

Nach den Erfahrungen, die man mit Artilleriegeschossen schwersten Kalibers gemacht hat, wäre nach einer Berechnung von Tilghman eine Eisenmasse von 500′ (152 m) Durchmesser und einer Geschwindigkeit von 5 Meilen (beim Aufschlagen) im Sandstein imstande, eine derartige Wirkung hervorzubringen. Ein Teil der freien Energie wird sich in

Wärme verwandeln, die zur Schmelzung ausreicht und, falls nur Feuchtigkeit vorhanden ist, auch zu Dampfexplosionen führen wird.

Auf diese Weise seien die Bimssteinstruktur des umgewandelten Sandsteins, die regellose Verteilung der Eisenstücke über die Ebene zu erklären, während bei einem Meteoritenschauer sich stets eine regelmäßige Verteilung längs der Fluglinie zu erkennen gibt. Daß im Krater selbst keine größere Eisenmasse aufgefunden wurde, soll gleichfalls damit zusammenhängen. v. Wolff.

E. E. Howell: Description of the Williamstown Meteorite. (Amer. Journ. of Sc. **25**. 1908. p. 49.)

Am 25. April 1892 wurde auf der Farm von A. E. Ashcraft in Grant Co., Kentucky, 3 Meilen nördlich Williamstown, eine flachrechteckige Meteoreisenmasse von etwa 31 kg gefunden. Die Bestimmung ergab ein mittelkörniges oktaedrisches Eisen, Lamellen 0,5—1,5 mm breit, Kamazit, Tänit und Plessit sind vorhanden. Kleine Körnchen von Troilit, meist von einer Schreibersithaut umgeben, zeigen gelegentlich Einschlüsse kohliger Substanzen.

Die Analyse ergab: Fe 91,54, Ni 7,26, Co 0,52, Cu 0,03, Cr 0,05, P 0,12, S 0,17, C 0,004, Si Sp.; Sa. 99,694. Spez. Gew. 8,1.

v. Wolff.

E. E. Howell: The Ainsworth Meteorite. (Amer. Journ. of Sc. **25**. 1908. p. 105.)

Das Ainsworth-Eisen wurde im Winter 1907/08 im Sande an einem kleinen Bach etwa 6 Meilen nordwestlich Ainsworth, Brown Co., Nebraska, gefunden, es dürfte erst kürzlich gefallen sein. Sein Gewicht beträgt 10,65 kg. Sein Umriß ist dreieckig, an der einen Seite zeigt sich ein deutlich oktaedrischer Bruch.

Verf. beobachtete auf den Ätzflächen feine Linien, die er für Neumann'sche Linien anspricht. Das Eisen erinnert an São Julia, bezw. an Tombighee River oder Kendall Co.

Die Bestimmungen von Wirt Tassin ergaben ein oktaedrisches Eisen mit gröbsten Lamellen, so grob, daß das ganze Stück nicht groß genug ist, um mehr als wenige derselben zu erhalten. Die Ätzung enthüllt eine gemaserte und gesprenkelte Schnittfläche, die sich bei vertikaler Beleuchtung und Vergrößerung von oktaedrischer Struktur erweist. Die Flecken sind als Kristallisationszentren zu deuten, die, wenn auch eine winzige, dennoch deutliche Lamellenstruktur mit den drei charakteristischen Metalllegierungen zeigen. Eine derartige Struktur, ein gröbster Oktaedrit mit Einschlüssen winziger Oktaedrite, ist noch nicht beobachtet worden. Als weitere Bestandteile sind zu nennen reihenweis angeordnete Kristalle, reliefartig hervortretend, die für nickelfreies Eisen angenommen werden, unregelmäßig gestaltete Troilitknollen mit kohligen Einschlüssen und

Körnern von Nickel- und Phosphoreisen, umsäumt von Schreibersit. Die Analyse von Wirt Tassin ergab:

Fe 92,22, Ni 6,49, Co 0,42, Cu 0,01, P 0,28, S 0,07, Cr 0,01, Si 0,049, C 0,09; Sa. 99,369 (?). Spez. Gew. 7,85. v. Wolff.

E. S. Simpson: Notes on a meteorite from the Nuleri District of Western Australia. (Western Australia Geological Survey. Bull. No. 26. Miscell-Reports. No. 1—8. Perth 1907. p. 24—26. Fig. 9—14.)

Im Jahre 1902 wurde im Nuleri-Distrikt, 200 Meilen östlich Sir Samuel, Westaustralien, ein 120,2 g schweres oktaedrisches Eisen gefunden, das in seiner Struktur an das Youndegin-Eisen erinnert. Die Analyse ergab:

Fe 93,57, Ni 5,79, Co 0,41, Mg 0,09, Cu Sp., C 0,01, P 0,13, S Sp., Si —, Cl Sp.; Sa. 100,00. Spez. Gew. 7,79. Auf die Bestandteile umgerechnet: Schreibersit 0,84, Nickeleisen 99,16, Lawrencit Sp.

v. Wolff.

Wirt Tassin: On Meteoric Chromites. (Proceed. U. S. National Museum. **34**. No. 1628. Washington 1908. p. 685—690.)

Verf. hat eine Reihe meteorischer Chromitanalysen ausgeführt, die Mehrzahl derselben enthält MgO und Al_2O_3. Es fragt sich daher, ob ein Al_2O_3-Gehalt in feldspatfreien Meteoriten nicht vielleicht auf einen Chromitgehalt zurückzuführen ist. Die Zusammensetzung des Chromits nähert sich nur in einem Fall der Formel $FeO\,Cr_2O_3$, sie ist gewöhnlich $RO\,R_2O_3$, worin $RO = FeO$ und MgO, $R_2O_3 = Cr_2O_3$, Fe_2O_3, Al_2O_3 in wechselnden Mengen sind.

Die Analysen ergaben:

	1 a.	1 b.	2 a.	2 b.	3.	4.	5 a.	5 b.	6.
Cr_2O_3	65,01	64,91	65,49	56,49	61,39	56,73	5,20	63,40	56,70
Al_2O_3	9,95	9,85	—	Sp.	1,96	2,98	—	5,30	12,38
Fe_2O_3	—	—	—	10,20	—	—	65,25	—	—
FeO	18,97	17,97	33,00	29,92	30,46	29,64	30,05	26,30	27,60
MgO	5,06	4,96	0,40	Sp.	6,70	2,42	—	5,00	4,00
SiO_2	—	1,38	0,50	—	—	—	—	—	—
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.

1. Mount Vernon.
   a) Chromitkristalle, O (111) und ∞O (110) schwarz glänzend, nicht magnetisch. Spez. Gew. 4,49 bei 18°, aus dem metallischen Anteil.
   b) Körner von bräunlichschwarzer Farbe, nicht magnetisch, gewöhnlich im Olivin eingeschlossen.
2. Admire.
   a) Nicht magnetische kohlschwarze Körner.
   b) Magnetische bläulichbraune Partikel aus dem metallischen Anteil.

3. Marjalahti.
   Kleine, verzerrte Kristalle, verzwillingt nach O (111), nicht magnetisch.
4. Hendersonville.
   Körner von schwarzbrauner Farbe, nicht magnetisch.
5. Canyon Diablo.
   a) Blauschwarze Körner, stark magnetisch, chromhaltiges Magneteisen.
   b) Schwarzes nicht magnetisches Mineral aus dem Meteorkrater Canyon Diablo, von zweifelhafter meteorischer Entstehung.
6. Allegan.
   Nicht magnetische schwarzbraune Körner.

Außerdem konnte ein Chromitgehalt in Persimmon Creek und Casas Grandes nachgewiesen werden. v. Wolff.

Wirt Tassin: On the occurrence of Calcium Sulphide (Oldhamite) in the Allegan Meteorite. (Proceed. U. S. National Museum. **34**. No. 1622. p. 433—434.)

Verf. fand bei der Analyse des Alleganmeteoriten in dem nicht magnetischen Teil ein Gemenge von Olivin und Enstatit mit 16,66 % Calciumsulphid (Oldhamit). Die Analyse ergab:

Ca 9,12, S 7,30, SiO_2 39,95, Al_2O_3 0,09, FeO 14,40, MgO 29,40.

v. Wolff.

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Nodon: Recherches sur les variations du potentiel terrestre. (Compt. rend. **145**. 1370—71. 1907.)

Verf. fand mittels eines sehr empfindlichen Elektrometers, daß das Potential der Erde nahe bevorstehende Stürme und Erdbeben durch Schwankungen anzeigt, die mehrere hundert Volt pro Sekunde erreichen können; auch bei Vollmond sowie beim Aufgehen des Mondes sollen Potentialänderungen besonders merklich sein. Auf hohen Bergen machen sich die Schwankungen noch stärker geltend als in der Ebene.

Johnsen.

Th. Ohnesorge: Über Vesuvaschenfälle im nordöstlichen Adriagebiete im April 1906. (Verh. geol. Reichsanst. 1906. 296—297.)

Es wurde eine Anzahl von Aschenproben von der k. k. Seebehörde in Triest und dem k. k. hydrographischen Amt in Pola der k. k. geologischen Anstalt zur Untersuchung übergeben. Und zwar[1]: Amtsbezirk des Hafenkapitanates Triest (darunter auch aus der Umgebung von Aquileja); Seebezirk Rovigno; Brioni (17. April) und Pola vom 18.—20. April; Due Sorelle, Metkovic und Narentamündung im selben Zeitraum; Insel Pelagosa 12.—13. April; Meleda, Calamotta etc., Slano bei Gravosa, Ragusa vecchia, Cattaro 8.—9. April; Lesina 24. April.

Im Gebiet des Hafenkapitanates Zara fiel keine Asche.

Dicke der Aschenschicht kaum mehr als 3 mm, meist 0,5 mm und darunter.

Alle diese Aschenproben ließen Bruchstücke von braunem Glas, grünem bis braunem Augit und von Leucit erkennen, seltener Biotit, Magnetit, Olivin und Nephelin. Lose vollkommene Kristalle waren nur

[1] Eine vollzählige Angabe der Fundorte, wie sie in der Notiz gegeben ist, wäre zu weitführend im Referat.

sehr wenige zu beobachten (2 von Augit, 1 von Leucit). Die Korngröße wechselt je nach dem Fundort, bei den gröbsten bräunlichen beträgt sie 0,5 mm, das Mengenverhältnis der Bestandteile bleibt aber ziemlich konstant. **C. Hlawatsch.**

A. Riccò: Sur l'activité de l'Etna. (Compt. rend. **145**. 289—291. 1907.)

Man kennt vom Ätna 138 Eruptionen; davon sind fünf prähistorisch und 70 nach dem 11. Jahrhundert erfolgt; die letzteren verteilen sich wie folgt:

Jahrhundert	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.
Zahl der Ausbrüche	1	1	5	6	5	16	16	20

Die anscheinend zunehmende Häufigkeit beruht z. T. auf der immer sorgfältigeren Beobachtung und Statistik. Auch eine Beziehung der Eruptionshäufigkeit zu den trockenen bezw. feuchten Jahreszeiten, zu Aphel bezw. Perihel sowie zu den Syzygien läßt sich nicht sicher feststellen. Die Eruptionen von 1883—92 haben längs einer 13 km langen, am Südhang aufgerissenen Spalte in immer größeren Höhen stattgefunden. Auf Grund der Größe der Eruption von 1892 und der außerordentlichen Stärkung der Vulkanwandung durch die letzten Ausbruchsmassen läßt sich die lange Ruheperiode von 1892—1907 verstehen. **Johnsen.**

A. Riccò: Les paroxysmes du Stromboli. (Compt. rend. **145**. 401—404. 1907.)

Verf. stellt die 28 Paroxysmen des Stromboli von 1891 bis 1907 gleichzeitig mit den Mondphasen und den Barometerständen sowie etwaigen Erdbeben zusammen. Die relative Häufigkeit im Sommer ist so groß, daß ein Einfluß des Perihels jedenfalls nicht behauptet werden darf. Dagegen meint Verf. einen Einfluß von Mond + Sonne im Sinne der Gezeitenwirkung feststellen zu können. Nach Mercalli hat der Stromboli vor 1891 niemals eine Abhängigkeit seiner Tätigkeit von derjenigen des Vesuv, des Vulcano oder des Ätna gezeigt; das Gleiche gilt nach Verf. hinsichtlich der Vesuveruption von 1906 und des Ätnaausbruches von 1892. Auch während der calabrischen Erdbeben von 1894 und 1905 war der Stromboli ruhig. **Johnsen.**

A. Brun: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. (III. partie.) Avec la collaboration pour le travail sur le terrain de H. F. Montagnier. (Arch. des Sc. phys. et nat. Février 1908. 26 p. Av. 2 fig. dans le texte.)

In früheren Berichten hat Verf. bereits das Ergebnis von Untersuchungen mitgeteilt, die ihn dazu führten, die Anwesenheit von Wasser-

dampf als primärem Bestandteil des vulkanischen Magmas zu bestreiten. Wo Wasser und Wasserdampf bei vulkanischen Eruptionen auftrete, sei es als Vorbote derselben, sei es als aschenführender Regen während des Ausbruchs, könne man nur annehmen, daß es meteorischen und nicht plutonischen Ursprungs sei. Tritt der Wasserdampf aus Fumarolen aus, so ist seine Herkunft, wenn es sich um Vulkane handelt, welche meteorischen Niederschlägen ausgesetzt sind, nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Von hohem Wert mußte es aber sein, wenn sich feststellen ließ, daß tatsächlich in regenarmen Gebieten den vulkanischen Exhalationen der Wasserdampf vollständig fehlt. Zu diesem Zweck begaben sich die Verf. nach den Kanarischen Inseln; während des August regnet es am Pic von Teneriffa nur sehr wenig, und die zweite besuchte Insel, Lanzerote mit dem Vulkan Timanfaya oder Montaña del Fuego, kann als sehr wasserarm oder fast wasserlos gelten.

Die einfachen Apparate und Methoden werden beschrieben. Die Bestimmung geschah durch die Beobachtung des Taupunktes oder der Kontraktion der durch Abkühlung ihres Wassergehaltes teilweise entledigten Fumarolengase.

Am Pico de Teyde wurden die Fumarolen an zwei Stellen untersucht. An der sogen. Rambleta sind die Dampfausströmungen überhaupt nur bei schlechtem Wetter, d. h. nach Regen, oder am Tage oder einige Stunden vor Eintritt von Regen sichtbar. [Sie bilden also eine Art natürliches Hygroskop wie diejenigen des Stromboli, deren wechselndes Verhalten man mit dem Schwanken des Luftdrucks hat erklären wollen. Ref.] Bei schönem, trockenen Wetter verschwinden sie fast völlig, dagegen ist die Dampfbildung im Winter sehr bedeutend, weil dann die Luft feucht und kalt ist und dazu schon die Schneebedeckung zu einer viel stärkeren Luftfeuchtigkeit den Anlaß gibt. Im August 1907 konnte man zweierlei Arten von Fumarolen unterscheiden: die einen waren mit Wasserdampf fast gesättigt, die anderen ganz ungesättigt. Während die Zusammensetzung der getrockneten Fumarolengase bei verschiedenen Probeentnahmen und an zwei verschiedenen Stellen, soweit CO_2 und O in Betracht kommen — die übrigen Bestandteile wurden nicht bestimmt —, sich einigermaßen gleichblieb (CO_2 67,03, 70,8, 63,9, 63,9 bezw. 67,6, 70,1, 71,1; O 5,1, 4,8, 4,2 bezw. 3,6, 4,1, 2), zeigte der Wassergehalt beträchtliche Schwankungen: an der 1. Fumarole 39,3 % bei sehr schönem Wetter, 57 % nach einem kurzen Regen, 59,3 % am Tage nach einem ausgiebigen Gewitter; an der 2. Fumarole erreichte der Wassergehalt den Sättigungspunkt am Morgen nach dem Gewitter mit 76 %, und sank am Nachmittage ziemlich ununterbrochen bis auf 69,5 % herab.

An den unter dem Gipfel des Berges gelegenen Fumarolen wurde die Temperatur zu 83°, der Taupunkt zu 81—81,5° bestimmt. Im übrigen wurde als Bestandteil CO_2, dagegen weder SO_2 noch H_2S erkannt. Der vorhandene Schwefel wird als solcher in Staubform ausgehaucht. Nach den früheren Berichten müßte ihre Temperatur im Laufe der Jahrzehnte sehr geschwankt haben.

Nach den obigen Beobachtungen kann die Frage, ob die Fumarolen des Pico de Teyde einen primären Wassergehalt besitzen oder nicht, nicht beantwortet werden. Sicher ist nur so viel, daß er mindestens durch zudringendes meteorisches Wasser stark beeinflußt wird.

Der Timanfaya auf Lanzarote hatte seine letzte Eruption in den Jahren 1730—1736; seitdem ist der Lapilliboden immer noch heiß und atmet überall Gase aus, ohne daß irgendwo eine Fumarole oder eine Fumarolenöffnung sichtbar würde. In der Gegend der größten Hitzeentwicklung, am Lomo de Azufre, sind die Lapilli zu einer etwa 10 cm dicken, an der Unterseite mit Eisenchlorür überzogenen Kruste zusammengebacken. In der Tiefe von 60 cm beträgt die Temperatur gegen 360°. Das von dieser Stelle gewonnene Gas besteht aus atmosphärischer Luft mit Spuren von CO_2 und NH_3. Der Wassergehalt der Exhalation ist gleich dem der umgebenden Atmosphäre; übrigens waren ganz genaue Messungen wegen der großen Hitze nicht ausführbar. In diesem Ergebnis erblickt Brun einen Beweis dafür, daß der Timanfaya keine Wasserdämpfe auszuhauchen vermag.

[Ich kann das Ergebnis der Untersuchung nicht für beweisend halten. Denn das, was Brun hier untersucht hat, war ja zum allergrößten Teil Luft, die, wie er selbst sagt, von außen her in die Lapillilagen eingedrungen war, „contenant une trace de $CO_2 + AzH_3$“, letzteres scheinbar gerade so viel um eine Reaktion auf das Lackmuspapier auszuüben. Die Menge der wirklich gewonnenen, aus der heißen Lava stammenden Fumarolengase war offenbar eine so geringe, daß die ausgeführte, nicht absolut exakte Untersuchung keinen Aufschluß über die mit ihnen allenfalls zur Oberfläche gebrachte Wassermenge gewähren konnte. Bergeat.]

Die unter der erwähnten Kruste liegenden Lapilli sind von weißen Salzen überkrustet. Diese bestehen aus Ammonium-, Natrium- und Magnesiumcarbonat, aus Natrium- und Kalksulfat und aus Chlormagnesium. Brun erklärt ihre Bildungsweise so, daß sich in früheren Phasen der Exhalation Chloride und saure Sulfate gebildet hätten, die dann später, als kein Schwefel und kein Chlor mehr ausgeatmet wurden, in die Carbonate übergingen.

In einem weiteren Abschnitt gibt Brun noch „Notices morphologiques et remarques diverses“. Er beschreibt eine Erosion durch Lavaströme auf der Westseite des Pic de Teyde und der Ostseite der Rambleta, die mit derjenigen durch Gletscher einige Ähnlichkeit besitze. Ein Strom hat demnach in das anstehende Gestein ein 3—5 m tiefes Bett von U-förmigem Querschnitt genagt, die Wände sind teilweise sehr stark im Sinne der Bewegung gestreift wie Gletscherschliffe. Wegen der großen Neigung des Gehänges ist die Hauptmasse des Lavaergusses erst an dessen Fuße erstarrt, während in den oberen Teilen nur lockere Schlacken in dem Strombett hinterblieben.

Hervorgehoben sei die Bemerkung, daß der große Zirkus, der sommaartig den Pico de Teyde umgibt, möglicherweise kein einheitliches Gebilde

ist, sondern aus den Resten von 5—6 eng aneinandergelagerten Kratern besteht.

Die Bestimmung des Gasgehaltes in einer größeren Anzahl von Laven der Kanarischen Inseln ergab vorzugsweise Ammoniak neben wenig Chlor. Ebenso verhalten sich die Laven der Insel Sawaii (Samoa) von 1905 bis 1907, während eine Glühprobe des Krakatau-Gesteins ziemlich viel Chlor und Kohlenwasserstoffe und weniger Salmiak ergab. **Bergeat.**

A. Brun: Sur la cristallisation de l'obsidienne de Lipari. (Extrait d. Arch. d. Sc. phys. et nat. (4.) **24**. Juillet 1907. 97.)

Ein liparischer Obsidian blähte sich bei 830° infolge seines Chlorwasserstoff- und Stickstoffgehaltes zu Bimsstein auf. Bei 523—550° konnte eine sphärolithische Entglasung bewirkt werden, wenn vorher die Aufblähung noch nicht stattgefunden hatte. Das Experiment zeigt, daß sehr saure Gläser ohne Zutun eines Wassergehaltes und hohen Drucks kristallisieren. Die Fasern der Sphärolithe sind optisch negativ oder in gewissen Zonen negativ und positiv, was sich dadurch zeigt, daß das schwarze Interferenzkreuz von einem dunklen Ring durchbrochen wird.

An anderen Obsidianen von Lipari vollzieht sich die Entglasung schon bei 510°, die Aufblähung bei 902°. Bei 790° findet bei geringem Drucke eine Deformation statt. Durch letztere Tatsache erklärt sich das Verhalten der Obsidiane, daß sie fließen können, ohne sich notwendigerweise in Bimsstein umzuwandeln. [Die Obsidianströme von Lipari sind übrigens hier und da an der Oberfläche tatsächlich Bimssteinlaven. Ref.]

Bergeat.

M. Bertrand: 1. Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. 2. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. 3. Déformation tétraëdrique de la Terre et déplacement du pôle. (Compt. rend. Paris. **130**. 213—220, 291—298, 449—464. 1900.)

Lieber spät als gar nicht möchten wir diese drei Mitteilungen hier verzeichnen, die fast das Letzte sind, was der große französische Tektoniker vor dem Ausbruch seiner unheilvollen Krankheit geschrieben hat. Wenigstens in großen Zügen wollen wir ihren Inhalt skizzieren, wobei wir uns an ein Resumé Termier's halten.

Bertrand versucht auf Grund seiner Beobachtungen im Departement Gard, in der Provence und in den Alpen eine allgemeine mechanische Theorie der Gebirgsentstehung zu entwickeln. In Europa vollzieht sich die Entstehung einer Gebirgskette in folgenden vier Abschnitten: Zunächst bildet sich ein geosynklinaler Trog in einer Zone, wo ein Übermaß an Schwere vorhanden ist. Dann wölbt sich südlich dieses Troges ein Buckel auf, dessen Bildung der Einsenkung der Geosynklinale entspricht, deren

Boden sich langsam von Norden nach Süden schiebt. Der Buckel, der also beständig nachwächst, schiebt sich nun als Überschiebungsdecke über den Trog hin. Die letzte Phase ist die Erhebung dieser submarinen Aufhäufung ans Tageslicht. Verfolgt man diese Vorstellung unter der Voraussetzung, daß diese sehr einfachen Bewegungen sich gleichmäßig vollziehen, weiter, so kommt man zu der Annahme, daß eine mehr oder weniger dünne, ganze, oberflächliche Kugelschale durch die Überschiebungen in Bewegung gesetzt wird (also so, als wenn man bei einer Orange, deren Frucht feststände, die Schale ein Stück weit drehte). Diese große Bewegung muß mit einer Verlagerung der Drehungsachse und mit einer Verlagerung der Pole verbunden sein. Von den Ideen Lowthian Green's über die Tetraederform der Erde ausgehend, sucht Bertrand die Polverlagerung auf die beständige Deformation eines bestimmten Tetraeders zurückzuführen, der das große, durch die Abkühlung in Bewegung gesetzte Räderwerk darstellt, das alle Bewegungen der Oberfläche bestimmt und regelt. Die durch dieselbe bewirkten Verschiedenheiten in der Schwere bewirken die Übertragung der Bewegungen. Von einem Kettengebirge bis zum nächsten, z. B. vom silurischen zum carbonischen, würde das Tetraeder eine Drehung von etwa 120° um eine durch seinen Nordpunkt gehende Achse vollführt haben. Wenn man die Verlagerung des Pols, die durch die Überschiebungen herbeigeführt wird, und die, die auf der Anziehung der Sonne beruht, verfolgt, so kann man die Lage des Pols für jede geologische Periode feststellen. Man kann ferner unter gewissen Voraussetzungen aus der Verlagerung des Nordpunktes des Tetraeders die relative Dauer der Bildung der einzelnen Gebirge bestimmen. Sie soll sich verhalten wie die ungeraden Zahlen. Die einzige Unbekannte bleibt die Dauer der ersten Kette. Wenn das Tetraeder sein Gleichgewicht erreicht hat, wird das geologische Leben der Erde aufhören, indem die Denudation alles nivelliert, ohne daß neue Bewegungen dagegen wirken.

Die Aufsätze sind ein eigentümliches — vielleicht schon krankhaftes — Gemisch aus geistvollen Ideen und Unwahrscheinlichkeiten. Aber sie zeigen auch, wie tief der französische Meister in das Problem der Überschiebungen eingedrungen war und wie richtig er die Bedeutung dieses Phänomens für die Tektonik der Kettengebirge erkannt hat. **Otto Wilckens.**

Petrographie.

J. H. L. Vogt: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. (Min.-petr. Mitt. **24**. 1906. 437—542.)

In dem ersten Abschnitt über einige der wichtigsten für die Kristallisation aus Lösungen geltenden Gesetze referiert Verf. zunächst über bekannte Erscheinungen, insbesondere über den Einfluß der Übersättigung (Überkaltung).

Die Erstarrung zu Glas hängt ab von der Dauer der Abkühlung, dem Kristallisationsvermögen der beteiligten Stoffe und der Viskosität der Lösung; diese ist abhängig von der Natur der Stoffe und von der Temperatur, bei 1000—700° soll sie sehr hoch sein; Quarz und die Alkalifeldspäte geben nach Day und Allen so viskose Schmelzen, daß sie bei Laboratorienschmelzen nur Glas geben; Augit, Meta- und Orthosilikatschmelzen, Åkermannit sind hingegen sehr leichtflüssig. Im allgemeinen wird, wenn die Viskosität der Komponenten nicht stark verschieden ist (letzteres wäre z. B. bei Albit und Magnetit der Fall), eine Erstarrung zu Glas am leichtesten bei Schmelzen von nahe eutektischer Zusammensetzung, also niedrigem Schmelzpunkt eintreten, natürlich ist dies bei mehr als 2 Komponenten noch mehr der Fall.

In dem Abschnitt über die Stabilitätsformen der Körper gibt Verf. eine kurze Übersicht über die Bildungsbedingungen einiger petrographisch wichtiger Minerale:

1. Olivin, Augit, Feldspat, Sillimannit, Spinellgruppe bilden sich in allen Gesteinen, wie auch in Silikatschmelzen, also bei hohem und niedrigem Druck, langsamer und rascher Abkühlung.

2. Kieselschmelz[1], Ca-reiche Spinelle- und Olivin-Mischkristalle sind auf künstliche Silikatschmelzen beschränkt.

3. Leucit, Melilith bilden sich leicht in künstlichen Schmelzen, in Erguß- und Ganggesteinen, fehlen aber fast ganz in Tiefengesteinen, ihre Entstehung dürfte daher an eine maximale Grenze von Zeit und Druck gebunden sein.

4. Quarz, Amphibole, Muscovit, Granat(?) sind künstlich durch Schmelzung nicht darstellbar, spielen aber in Eruptivgesteinen eine große Rolle. Davon treten wieder manche, wie Muscovit, Granat, hauptsächlich in Tiefengesteinen auf, sie scheinen, wie kompliziertere Verbindungen im allgemeinen, an eine minimale Grenze von Druck und Temperatur gebunden zu sein.

Weiter behandelt Verf. die Anwendung der für die Kristallisation aus Lösungen geltenden Gesetze als Silikatschmelzlösungen (Silikatschmelzen und Eruptivmagmen[2]).

Als wichtigstes Ergebnis früherer Studien wird die Abhängigkeit der Ausscheidungsfolge von dem Mischungsverhältnis der beiden Komponenten verglichen mit der Zusammensetzung des Eutektikums und die fast genaue Übereinstimmung der maximalen Schmelzpunktserniedrigung mit der „Individualisationsgrenze“ angeführt. Die Individualisationsgrenze entspricht den Gemengen:

---

[1] Ref. beantragt hierdurch die Wiederanwendung dieses alten, in der Metallurgie eindeutig gebrauchten Namens statt der langen Bezeichnung: hexagonales Kalk-Metasilikat. Day und Allen gebrauchen hierfür den Ausdruck: „Pseudo-Wollastonit“.

[2] Verf. bezeichnet kurz die künstlichen trockenen Schmelzen als „Silikatschmelzen“, die Lösungen der Eruptivgesteine als Magmen.

68 Diopsid	32 Olivin	60 Åkermannit	40 Augit
74 Melilith	26 „	65 Melilith	35 Anorthit
64 Rhodonit	36 Tephroit	67—80 Fayalit	33—20 Magnetit.

In der folgenden Abteilung zeigt Verf., daß die bekannten, von VAN'T HOFF abgeleiteten Gesetze über die Schmelzpunktserniedrigung in verdünnten Lösungen auf Silikatschmelzlösungen anwendbar sind, da diese nach BARUS und IDDINGS Elektrolyte sind.

Verf. berechnet auf diesem Wege die Zusammensetzung verschiedener eutektischer Gemenge, die, wie folgende Übersicht zeigt, ziemlich mit den durch mineralogische Untersuchungen gefundenen Werten übereinstimmt.

	% berechnet	% gefunden
Åkermannit—Augit	59 : 41	60 : 40
Melilith—Anorthit[1]	61 : 39	65 : 35
Diopsid—Olivin	68 : 32	68 : 32
Melilith—Olivin	78 : 22	74 : 26

Dann behandelt Verf. die Erstarrung von Mischkristallen. Zunächst zeigt Verf., daß bei merklich verschiedenen Schmelzpunkten der beiden Endglieder und nicht zu langsamer Erstarrung Zonarstruktur auftreten müsse. Bei Typus I nach ROOZEBOOM, kontinuierliche Erstarrungskurven ohne Minimum oder Maximum, konzentriert sich wie beim System Olivin—Fayalit die leichter schmelzbare Komponente Fe_2SiO_4 in den äußeren Schichten. In Tiefengesteinen, die sich von den Ergußgesteinen nach dem Verf. hauptsächlich mehr durch langsamere Erstarrung als durch höheren Druck unterscheiden, ist die Zonarstruktur weniger ausgesprochen. Nicht kontinuierliche Zonarstruktur erklärt Verf. dadurch, daß der Mischkristall sich periodenweise mit der Schmelze im Gleichgewicht halten konnte; diese Fähigkeit kann auch mit der kristallographischen Richtung variieren (Akmit—Ägirin; Sanduhrstruktur!). Bei sehr viskosen Schmelzen werden die späteren Erstarrungsprodukte auch als selbständige Kristalle (zweite Generation) auftreten. Das Auftreten ausgeprägter Zonarstruktur ist auch ein Beweis für eine relativ geringe Übersättigung, da bei einer starken Übersättigung nach dem Schema ROOZEBOOM's ein homogener Mischkristall entstehen müßte.

Hierauf wird die Ausscheidungsfolge in Systemen mit beschränkter Mischfähigkeit, die ROOZEBOOM'schen Typen IV und V, besprochen; Typus IV besitzt bekanntlich einen Umwandlungs-, V einen eutektischen Punkt. Als Beispiel für Typus IV wird die Mischung Enstatit—Diopsid erörtert[2]. Bei dieser steigt die Temperatur beim Beginne der Kristallisation kontinuierlich mit zunehmender Menge von $Mg_2Si_2O_6$. In der Nähe der Individualisationsgrenze der beiden Minerale (zu 0,32 Ca : 0,68 Mg Fe und 0.27 Ca : 0,73 Mg) ist sie höher als die Schmelztemperatur des $CaMgSi_2O_6$.

[1] Bei Annahme des Schmelzpunktes nach DAY und ALLEN für Anorthit resultiert 70 : 30.

[2] ALLEN und WHITE (Amer. Journ. of Sc. **27.** 1909) bestimmte ihn als Typus V.

Der rhombische Pyroxen nimmt wenig Diopsid auf, letzteres viel Mg-Silikat; in Gesteinen findet man die Kristallisationsfolge: 1 Enstatit, 2 Augit, die umgekehrte wurde dem Verf. aber noch nicht bekannt.

Die folgenden Kapitel behandeln die Feldspatgruppe. Zuerst ist eine große Anzahl sorgfältig geprüfter Analysen von feldspatreichen Gesteinen, deren Feldspateinsprenglingen und deren Grundmasse (viel Glas) angeführt. um Material zur Erläuterung an Beispielen zu gewinnen. In der Einleitung zu diesen Kapiteln werden die allgemeinen Verhältnisse der Kombinationen Orthoklas—Albit—Anorthit und Orthoklas—Albit mit einer indifferenten Komponente (Quarz) nach SCHREINEMAKERS [1] „Mischkristalle in Systemen dreier Stoffe“ besprochen. Für das ternäre System Or : Ab : An (Or : Ab und An, Typus V; Ab : An, Typus I) findet Verf. den Fall anwendbar, daß nur 2 Erstarrungsflächen existieren, die sich in einer ungebrochenen Kurve schneiden. Es ergibt sich dies daraus, daß die Zusammensetzung der Plagioklase Ab — An mit Or kontinuierlich verläuft und eine eutektische Grenze zwischen dem Orthoklas und den Plagioklasen ohne kritische Punkte vorliegt. Für die Kombination Or—Ab und Quarz gilt der Typus e von SCHREINEMAKERS, wo ein ternäres Eutektikum mit niedrigstem Schmelzpunkt (Ab : Or : Qu) existiert. Die Ausscheidungsfolge ist dann, wenn wir mit c Orthoklas, mit b Albit und mit a Quarz bezeichnen, und eine an c reiche, an a arme Mischung haben, folgende: Zuerst Mischkristalle aus c mit zunehmender b-Menge bis zur binären eutektischen Kurve $E_{b-c} - e$, entlang dieser gleichzeitige Ausscheidung von gesättigten Mischkristallen aus $c + b$ und $b + c$ bis zum ternären eutektischen Punkt e. Hier erfolgt die gleichzeitige Kristallisation aller 3 Substanzen. Sodann wird die Reihe der Or-freien Plagioklase nach den obigen Analysen und den Resultaten von DAY und ALLEN [2] besprochen.

Das Fehlen isomorpher Schichtung bei den Erstarrungsprodukten erklärt Verf. mit den genannten Autoren für eine Folge starker Unterkühlung bis zur unteren (Schmelz-)Kurve.

Nach den Beobachtungen in der Petrographie der Eruptivgesteine und den Bestimmungen von DAY und ALLEN gehört die Reihe der Plagioklase ROOZEBOOM's Typus I an. An der Hand einer Tabelle, die aus den obigen Analysen durch Ausschluß des Or berechnet wurde, zeigt er, daß der An-Gehalt im erst ausgeschiedenen Plagioklas größer ist als der in der Lösung (übereinstimmend mit der allgemeinen Erfahrung). Unter der Berücksichtigung, daß der analysierte Plagioklas in Wirklichkeit nicht der erste ist, sondern entweder z. T. mit der Lösung einen Austausch eingegangen war, sich erst nach Übersättigung ausgeschieden hatte, oder isomorphe Schichtung zeigte, konstruiert Verf. zwei Kurven, indem er für die Zusammensetzung der I. Plagioklase (untere Kurve) die Angaben von DAY und ALLEN, für die Zusammensetzung der koexistierenden Lösung obere Kurve) die Zahlen der Tabelle (Ab : An-Verh. zum Gestein) ver-

[1] Zeitschr. f. phys. Chem. **50**, **51**, **52**.
[2] Amer. Journ. of Sc. 1905. **19**. Carnegie Institution of Washington. 1905.

wendet. Einige Punkte fallen sehr gut in die obere Kurve. Der horizontale Abstand (Abszissendifferenz) ist ein ziemlich großer (bei 60 % Ab ca. 20 % Ab), der vertikale (Ordinatendifferenz) soll theoretisch nicht mehr als 65°, praktisch jedenfalls nicht mehr als 100° ausmachen, die Unterkühlung beträgt daher bei Gesteinen sicher weniger als 100°.

Die von Becke zusammengestellten Ausnahmen von der normalen Zonenschichtung (Rekurrenzen) möchte Verf. eher durch Ortsveränderung und Strömungen mit höheren Temperaturen, als durch Druck und Entweichen von Gasen erklären[1]. Die umgekehrte Zonenfolge der Gneise erklärt Verf. nicht, wäre sie primär, so würde sie ein Minimum in der Nähe des Albit anzeigen.

Die Mischungen Orthoklas—Albit und Orthoklas—Anorthit, resp. Orthoklas und Plagioklase gehören Typus V von Roozeboom an. Es findet sich in Eruptivgesteinen erstens die Ausscheidungsfolge: 1 Orthoklas, 2 Plagioklas und auch die umgekehrte, zweitens scheidet sich bei überwiegendem Or ein der Lösung gegenüber (Ab + An) ärmerer, bei überwiegendem (Ab + An) ein relativ Or-ärmerer Feldspat aus; drittens existiert eine Gruppe eutektischer Feldspate (Kryptoperthite Brögger's, vergl. unten). Die Mischung Or + An ohne Albit scheint in der Natur nicht vorzukommen, was Verf. durch magmatische Differentiation und damit begründet, daß die Mischungsreihe Ab—An Typus I angehört.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge Orthoklas—Plagioklas unterscheidet Verf. 5 Fälle:

1. Weit überwiegend Or. Der ausgeschiedene Or nimmt alles Ab + An auf.
2. Relativ viel Or. I. Orthoklas, II. Plagioklas.
3. Eutektische Feldspäte.
4. Relativ viel (Ab + An). I. Plagioklas, II. Orthoklas.
5. Weit überwiegend (Ab + An). Der Plagioklas nimmt allen Or auf.

Erwähnenswert ist, daß in den Gesteinen des Monte Amiata mit 42—45 % Or die Ausscheidungsfolge unsicher ist.

Als Hauptresultat gibt Verf. an: Die Individualisationsgrenze zwischen Orthoklas und Plagioklas ist eine Funktion des Verhältnisses Or : Ab : An im Magma, sie liegt bei weniger als 50 % Or, etwa 40—44 % Or : 60—56 % (Ab + An).

Darauf bespricht Verf. die eutektischen Feldspate: als solche betrachtet er die nach Brögger[2] aus Orthoklas und Plagioklas in submikroskopischer Verwachsung bestehenden, von verschiedenen Autoren verschieden (Anorthoklas, Kryptoperthit, Natron—Orthoklas etc.) benannten Na-reichen Kalifeldspate. In einem Gestein mit bestimmtem Verhältnis Or : Ab : An, wie z. B. der Larvikit, besitzt dieser Feldspat eine bestimmte Zusammensetzung, welche vom An-Gehalt und den Begleitmineralen etwas abhängig sein wird. Es ist eine Tabelle von diversen Anorthoklasanalysen angegeben, aus der hier nur 3 herausgegriffen seien.

---

[1] Milch (dies. Jahrb. 1905. II. -1—32-), den Verf. zitiert.
[2] Zeitschr. f. Krist. 16. 1890. 524—551.

	73	78	79
SiO_2	66,08	66,76	65,48
Al_2O_3	18,77	19,02	21,12
CaO	0,37	0,39	1,44
Na_2O	6,54	6,60	5,25
K_2O	7,68	7,09	6,56
H_2O	—	0,24	0,18
Summe	99,44	100,10	100,20
Verhalten An : Ab : Or	2 : 54 : 44	2 : 56 : 42	7 : 50 : 43

73 und 78 Analyse nach Brögger. Anorthoklas (Kryptoperthit aus Larvikit).

79 Kryptoperthit aus dem Eläolithsyenit des Ilmengebirges nach J. Sioma (Zeitschr. f. Krist. 34. 1901. 278).

Für An-arme Gesteine ist somit die eutektische Grenze bei 42 % Or und 58 % Plagioklas gelegen. Im Larvikit kristallisierte zuerst dieses Eutektikum aus, erst nachher die Begleitminerale. Bezüglich der Analysen von Anorthoklasen weist Verf. darauf hin, daß kleine Kerne von Orthoklas leicht übersehen und ein verschiedenes Or-Verhältnis ergeben können. Die oben erwähnten Namen möchte (ausgenommen Kryptoperthit) Verf. gern abgeschafft und dafür den Ausdruck: eutektische Feldspäte gebraucht sehen[1]. Schichtenbau mit wechselndem Farbenspiel erklärt Verf. durch Verschiebung der eutektischen Grenze im Verlaufe der Erstarrung.

Darauf wird der Gehalt von Ab und An im Orthoklas und umgekehrt bei beliebigen Gesteinen an der Hand des Schemas nach Roozeboom's Typus V besprochen. Die Resultate sind folgende: Es werden sich aus sehr orthoklasreichen und plagioklasarmen Magmen zuerst Orthoklase ausscheiden, deren Ab + An-Gehalt mit Zunahme dieser im Gesteine selbst wächst bis zu einem gewissen Gehalt (i). In Gesteinen, deren Feldspatgehalt sich in der Umgebung der betreffenden Eutektika befindet (zwischen i und E_{Or-Ab} oder E_{Or-Ab} bis E_{Or-An}), wird, besonders bei Tiefengesteinen, ein Orthoklas mit einem bestimmten maximalen Plagioklasgehalt sich ausscheiden. Diese Verhältnisse sind an einer Reihe von Orthoklasanalysen, nach dem CaO-Gehalt geordnet, erläutert, z. B.:

Na_2O	CaO	K_2O	
2,36	1,05	12,26	Aus Monzonit von Predazzo.
3,08	0,63	12,89	Aus Eläolithsyenit.
3,40	—	11,95	Aus Augitsyenit.
3,42	0,95	10,32	Sanidin.

[1] Ref. möchte dieser (im Original weniger schroff ausgesprochenen) Ansicht nicht ohne weiteres beipflichten, da es sich um Feldspate mit bestimmten kristallographischen und optischen Eigenschaften handelt und die Inhomogenität nicht klar auf der Hand liegt.

Aus dem Analysenmaterial ergibt sich die Grenze i des Plagioklasgehaltes zu ca. 28 % (Ab + An). Dabei verschiebt sich das Verhältnis des im Orthoklas gebundenen Albits zum Anorthit zugunsten des ersteren, gegenüber dem gleichen Verhältnis im Gestein selbst (z. B. bei Monte Amiata). In Gesteinen mit überwiegendem Plagioklas wird umgekehrt der Or-Gehalt dieser Feldspate sich einem Maximum nähern, welches bei ca. 12 % Or : 88 % Ab + An liegt. Dies ist wieder an einer kleinen Anzahl Analysen klargestellt, z. B.:

Na_2O	CaO	K_2O	
8,13	0,39	2,40	Aus Rapakiwi.
6,46	5,96	1,76	Granit, Irland (nach Haughton).
7,20	4,64	2,06	Vom Elsässer Belchen, anal. Deecke.

Es ergibt sich folgende Tabelle für den maximalen Plagioklas- bezw. Orthoklasgehalt bei wechselndem Verhältnis Ab : An

	Plagioklase			Orthoklase		
	12 Or 88 Ab	12 Or 78 Ab 10 An	12 Or 63 Ab 25 An	72 Or 28 Ab	72 Or 25 Ab 3 An	72 Or 22 Ab 6 An
Na_2O	10,42	9,24	7,46	3,32	2,96	2,60
CaO	0,00	2,01	5,03	0,00	0,60	1,21
K_2O	2,03	2,03	2,03	12,19	12,19	12,19

Darauf folgt eine graphische Darstellung der besten Gesteinsanalysen und der betreffenden Feldspate im Dreiecksfelde Or—Ab—An.

Die vorletzte Abteilung ist der Entstehung von perthitischen Einlagerungen und der Entmischung im festen Zustande gewidmet. Nach der Anführung einiger Zitate von Rosenbusch, Wenglein und Becke, welche sich für sekundäre Entstehung der Perthite aussprechen, schließt Verf. „weil eine und dieselbe physikalisch-chemische Erscheinung, wie die Perthitaussonderung, durch eine einheitliche Entstehung erklärt werden **muß**“, ... daß sie durchgängig sekundär sein **muß**[1]. Aus nicht angegebenen, „von vielen früheren Forschern hervorgehobenen“ Gründen folgt, daß das Material zu den Albitlamellen dem ursprünglichen Feldspat entstammt, und danach ist der Perthit eine Aussonderung in der festen Phase. Die Orthoklase und Mikrokline mit perthitischen Einlagerungen zeigen sowohl einen annähernd konstanten Gehalt an Ab + An als auch ein konstantes Verhältnis des Orthoklases zu den Albitlamellen und betragen letztere ca. 15 bis 20 % des ursprünglichen Feldspates. Es lassen sich nun zwei Fälle der Entmischung bei Typus IV und V denken:

[1] Vergl. hierzu die Angaben von F. E. Suess über Perthite und Antiperthite (dies. Jahrb. 1905. II. -361-).

1. eine Umwandlung der erst gebildeten α-Mischkristalle in β-Kristalle,

2. eine Entmischung findet statt entlang zweier Kurvenstücke, die von den Grenzpunkten der möglichen Mischkristalle entweder im gleichen oder entgegengesetztem Sinne zur Ordinatenachse geneigt sind. In ersterem Fall werden nur die einen, im andern beide Mischungen sich beim Abkühlen entmischen[1].

Fassen wir den Mikroklin als eine andere Modifikation der Substanz $KAlSi_3O_8$ auf, so ist der erstere Fall (Umwandlung von α- in β-Mischkristalle) in Erwägung zu ziehen, fassen wir aber Orthoklas und Mikroklin als „polysymmetrische" Modifikationen auf, so haben wir eine einfache Entmischung. Der Kalifeldspat kann bei hoher Temperatur ca. 28 % Ab-Substanz aufnehmen, bei gewöhnlicher Temperatur weniger, diese muß sich also abscheiden. Der restierende Feldspat enthält dann ca. 85—90 % Or und 15—10 % Ab + An. Auf wässerigem Wege gebildete Orthoklase (Adulare) werden, als bei niederer Temperatur gebildet, weniger Albit enthalten. Die Aussonderung der Perthitlamellen wird abhängen von der Temperatur, dem Druck (dieser scheint die Umwandlung zu begünstigen) und der Zeit (Fehlen der Perthitlamellen in vielen Sanidinen [?]). Eine schnelle Abkühlung könnte, wie bei Stahl, die Entmischung verhindern.

Ebenfalls als Entmischung im festen Zustand faßt der Autor die Verwachsung von monoklinem und rhombischem Pyroxen auf.

Schließlich folgt noch eine Zusammenstellung verschiedener Mischungsreihen unter den Mineralen nebst Angabe des betreffenden Roozeboomschen Typus.

Gruppe	Gemischte Verbindungen	Typus
Olivin	$Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$	I
Pyroxenreihe	$CaMgSi_2O_6 : CaFeSi_2O_6$	I
	$CaFeSi_2O_6 : NaFeSi_2O_6$	I (?)
	$CaMgSi_2O_6 : CaSiO_3$	V
	$CaMgSi_2O_6 : Mg_2Si_2O_6$	IV (V)
	$CaFeSi_2O_6 : CaSiO_3$	IV (?)
	$CaFeSi_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	V [warum V? Ref.]
	$Mg_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	I
	$Mn_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	V
Melilithe	$Ca_4Si_3O_{10} : (CaMg)_4Si_3O_{10}$	I
	Åkermannit : Gehlenit	I
Feldspat	$CaAl_2Si_2O_8 : NaAlSi_3O_8$	I
	$KAlSi_3O_8 : NaAlSi_3O_8$	V
	$KAlSi_3O_8 : CaAl_2Si_2O_8$	V
Spinell	$MgAl_2O_4 : FeAl_2O_4, MgFe_2O_4$	I

C. Hlawatsch.

[1] Die Existenz der Antiperthite würde letzteren Fall andeuten, sie sind aber bis jetzt in typischen Erstarrungsgesteinen noch zu selten beobachtet. Ref.

F. Becke: Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. (Publ. d. X. internat. geol. Kongresses. Mexiko 1906.)

Die Arbeit ist eine Entgegnung auf die Anschauungen Weinschenk's[1] von der Piezokristallisation. Autor faßt das Ergebnis seiner Diskussion mit folgenden Worten zusammen:

„Weinschenk's Piezokristallisation bringt einen richtigen Gedanken zum Ausdrucke, insoferne als die besondere mineralische Zusammensetzung und die Entwicklung der Schieferstruktur im Zentralgneis der Tauern der Fortdauer derselben gebirgsbildenden Kräfte zuzuschreiben ist, welche die Intrusion und die Erstarrung begleiteten. Die Theorie der Piezokristallisation ist aber unrichtig, insofern sie annimmt, daß die besonderen Gemengteile direkt aus dem magmatischen Zustand hervorgingen. Vielmehr folgen magmatische Erstarrung und Metamorphose des erstarrten, aber noch bei hoher Temperatur durchgasten und durchfeuchteten Gesteins unmittelbar aufeinander, greifen wohl auch ineinander."

Bezüglich der Einzelheiten wendet sich Becke namentlich gegen die Notwendigkeit, im Stubachit die primäre Entstehung des Antigorit anzunehmen; gegen die Beweiskraft der scharfen Konturen von Biotit und Chlorit für die primäre Entstehung des letzteren, sowie gegen die magmatische Entstehung von Epidot und Oligoklas statt kalkreichen Plagioklases. Dafür gibt er als Beweis für die sekundäre Entstehung des Epidotes die Epidotfortwachsungszone um Orthitkristalle, welche, wenn ein solcher Kristall an der Grenze von Plagioklas und Quarz sitzt, nur auf Seite des ersteren sich bildete. Ferner führt er das Auftreten ca. 4,5 cm breiter flaseriger Partien an Klüften im „blastogranitischen" Zentralgneis an.

C. Hlawatsch.

G. Klemm: Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite. (Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt. (4.) **27**. 4—26. 1906.)

Schon mehrfach wurde von Chelius auf den genetischen Zusammenhang zwischen den Gabbros und Dioriten des Odenwaldes hingewiesen, und zwar vertrat er die Ansicht, daß der Diorit aus dem Gabbro durch später aufgedrungene Granite erzeugt worden sei, also ein exogenes, kontaktmetamorphes Randgestein sei.

Demgegenüber wurde Verf. durch neuere Beobachtungen zu einer anderen Auffassung der genetischen Beziehung zwischen Gabbro und Diorit geführt: „nicht da, wo Granit mit dem Gabbro in Kontakt tritt, geht dieser in Diorit über, sondern da, wo der Gabbro die alten Schiefergesteine berührt. Der Diorit ist also ein endogenes Kontaktprodukt des Gabbros."

---

[1] Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. **22**. 1903. Grundzüge der Gesteinskunde. II.

Verf. stützt seine Ansicht auf Beobachtungen in dem Bauer'schen Steinbruch an der Nordseite des Frankenstein, wo der Kontakt zurzeit gut aufgeschlossen ist. Der großkörnige Hornblendegabbro dieses Bruches nimmt gegen den Kontakt mit Schieferhornfels, der an der Nordwand aufgeschlossen ist, allmählich an Korngröße ab und geht in kleinkörnigen Diorit über.

Eine kontaktmetamorphe Umwandlung durch später aufgedrungenen Granit ist ausgeschlossen, denn in der östlichen Bruchhälfte, in der die Abhängigkeit der Übergangszone von der Nähe des Schieferkontaktes am besten zu verfolgen ist, fehlen granitische Intrusionen fast vollständig; der in der Westhälfte des Bruches anstehende Granit aber ist von dieser Übergangszone durch eine mindestens 40 m breite Zone von Hornblendegabbro getrennt.

Mit der Annäherung an den Hornfelskontakt vollzieht sich außer einer Abnahme der Korngröße auch ein Zurücktreten und schließlich völliges Verschwinden des diallagartigen Augites, dagegen nimmt je näher der Grenze so mehr der Quarz an Menge zu, teils in selbständigen Körnern, teils als poikilitische Einwachsungen in der Hornblende.

Die mineralische und chemische Zusammensetzung (Analyse I—III) des Hornblendegabbros und seiner dioritischen Randzone ergeben eine wesentliche Veränderung des Gesteinscharakters gegen den Hornfels zu, welche wohl auf Resorption des Hornfelses durch den Gabbro zurückzuführen ist, besonders das starke Anwachsen des Kieselsäuregehaltes.

	I.	II.	III.
SiO_2	51,64	52,28	59,90
TiO_2	0,43	0,92	0,25
Al_2O_3	8,59	10,66	8,49
Fe_2O_3	2,86	3,05	2,04
FeO	4,73	4,81	4,60
CaO	11,54	9,75	8,58
MgO	15,60	11,58	12,07
K_2O	1,12	1,43	0,76
Na_2O	2,00	2,42	2,36
P_2O_5	0,60	1,44	0,31
SO_3	0,26	0,12	0,10
CO_2	0,01	0,09	0,45
H_2O über 110° . . .	0,79	1,35	0,35
H_2O unter 110° . . .	0,04	0,37	0,17
Sa. . . .	100,21	100,27	100,42

I. Grobkörniger Hornblendegabbro.
II. Mittelkörniger Hornblendegabbro.
III. Kleinkörniger Diorit der Randzone. **A. Hintze.**

E. Düll: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. (Geognost. Jahreshefte. **15**. 65—156. 1902.)

Die Arbeit beginnt mit einem chronologischen Verzeichnis der Literatur über den Eklogit und seine Bestandteile von 113 Nummern, woran sich ein historischer Überblick über die Eklogitforschung schließt.

Der Münchberger Gneis, in dessen Gebiet die untersuchten Eklogite auftreten, ist bisher meist als archäisch aufgefaßt. In Wahrheit handelt es sich aber um eine jüngere Eruptivmasse. Das Gestein ist oft von einem richtungslos körnigen Granit nicht zu unterscheiden, die schieferigen Partien sind mit solchen granitischen durch alle Übergänge verbunden. Randlich ist Augengneis entwickelt (= porphyrische Randfazies), und Pegmatitgänge sind allverbreitet. Eingedrungen ist diese granitische Masse in paläozoische Schiefer und in denselben vorkommende Eruptivgesteine und hat sie in der verschiedenartigsten Weise resorbiert und verändert. Die linsenförmigen Einlagerungen von Eklogit und Amphibolit im Gneis streichen meist SW.—NO. Knollig-spindelförmige oder abgeplattet-kugelige Absonderungsformen pflegen als Grenzformen des Eklogits und Amphibolits aufzutreten. Die Eklogite und Amphibolite sind durch den allseitigen Kontakt mit dem granitischen Magma umgewandelte Tiefengesteine und Diabase. Unter ersteren herrschen Gabbros, speziell quarzhaltige, biotit- und titaneisenreiche Gabbro-Norite vor. Unter den Amphiboliten finden sich auch umgewandelte Diorite und Hornblendegabbros. Die Umwandlung beginnt mit einer Saussuritisierung der Feldspate und einer partiellen Umwandlung der Pyroxene im Amphibol, deren Endprodukt eine bräunliche Hornblende mit Titanerz-Interpositionen ist. Saure, meist alkaliführende Injektionen haben bei der Umbildung mitgewirkt. Diese ist je nach der Größe der eingeschlossenen Schollen verschiedener Art. Größere Massen der gabbroiden Gesteine sind in ihren zentralen Teilen wenig verändert. Die Struktur des ursprünglichen Feldspatleistennetzes ist hier in einem Granat-Zoisitnetz noch deutlich zu erkennen.

Die reinsten Eklogite bestehen aus Granat, Pyroxen, Disthen, Amphibol, Quarz, Glimmer und Rutil. Sie sind aus dem innersten Kern einer vom Granitmagma umgebenen Gabbromasse unter der lange andauernden Einwirkung hoher Temperatur, hohen Druckes und überhitzten Wasserdampfes entstanden. Aus den Diallag- und Hypersthenkristallen entstand der Omphacit resp. seine den Amphibolen angehörenden Äquivalente. Saure Injektionen haben Quarz zugeführt, der oft Linsen um Granate bildet, und in dessen Bereich die Pyroxene vermiculisiert oder uralitisiert sind. Die Hornblende in den Eklogiten und den damit verbundenen Amphiboliten ist Uralit; doch kommen in der Oberpfalz Hornblendegabbros als Ursprungsgesteine eklogitähnlicher Amphibolite vor. Die Beschaffenheit der Eklogitmineralien ist im allgemeinen die von Kontaktprodukten. Sie stoßen in geradlinigen, polygonalen Konturen aneinander. Eine scharfe Abgrenzung zwischen den Eklogiten und Amphiboliten ist unmöglich. Diese bilden oft die äußere Zone größerer Eklogitmassen.

Im speziellen petrographischen Abschnitt der Abhandlung werden zuerst die Gneise des Münchberger Massivs, sodann einige Diabase, ferner die saussuritischen Gabbro-Norite von Martinsreuth und Glenzlamühl, der Norit vom Steinhügel zwischen Ziegenburg und Höflas bei Markt Schorgast, die Saussuritgabbros von der Wojaleithe bei Würlitz und vom Steinhügel bei Traindorf, endlich einige dioritähnliche Gesteine besprochen. Ein zweites Kapitel ist den Hornblendegesteinen und Eklogiten gewidmet. Es beginnt mit einer ausführlichen Beschreibung der einzelnen Mineralien, die an der Zusammensetzung dieser Gesteine teilnehmen und schildert dann nacheinander die kleinen Amphiboliteinlagerungen im Hornblendegneis, die annähernd eklogitartige Beschaffenheit haben, ferner granatführende Amphibolite, granatreiche, eklogitähnliche Feldspat-Zoisit-Amphibolite von Oberkotzau, Amphibolitschlieren in Hornblendegneis und die typischen Eklogite vom Weißenstein, Markt Schorgast, von Traindorf, Martinsreuth und Fattigau. Anhangsweise werden noch eklogitartige Gesteine von Wildenreuth bei Windisch-Eschenbach in der Oberpfalz besprochen.

Verf. hat folgende Analysen ausgeführt:

	I.	II.
SiO_2	50,42	39,99
TiO_2	0,46	—
Al_2O_3	18,40	24,75
Fe_2O_3	0,94	2,55
FeO	5,72	12,65
MnO	Spur	Spur
CaO	11,00	7,71
MgO	10,77	12,54
K_2O	0,13	—
Na_2O	2,80	—
H_2O	—	—
	100,64	100,19

I. Eklogit von Unterpfardt mit Granat, diallagähnlichem Pyroxen, Disthen, grünem Amphibol, Quarz, farblosem Glimmer, Rutil, Magnetkies.

II. Blaßrötlicher Granat aus dem Eklogit vom Rank'schen Steinbruch bei Silberbach. **Otto Wilckens.**

F. E. Suess: Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 290—296.)

Verf. beschreibt zuerst das Auftreten von Zonen und Flecken, welche sich makroskopisch durch grünliche Farbe von dem übrigen z. T. kataklastischen Granit unterscheiden, in der Nähe des westlichen Hauptbruchrandes der Brünner Eruptivmasse. Diese Partien zeichnen sich durch ihre Mörtel- oder Mylonitstruktur aus. Die Zermalmung ist dabei von einer

starken Zersetzung begleitet, welche sich namentlich durch reichliche Chloritbildung nicht nur auf Kosten der dunklen Gemengteile (Biotit und Hornblende), sondern (neben Muscovit) auch des Plagioklases, namentlich an Knickungsstellen auszeichnet. Mitunter ist nur ein Lamellensystem eines polysynthetischen Albitzwillings umgewandelt. Pegmatitische Äderchen sind nicht so stark zertrümmert. Stellenweise geht die Zertrümmerung so weit, daß diese Zonen von ebenfalls zerquetschten und stark umgewandelten Grauwacken schwer zu unterscheiden sind. Solche treten namentlich östlich von Neslowitz unmittelbar an der Verwerfung auf.

Verf. nimmt an, daß die Mylonite am jüngeren Hauptbruche in geringerer Tiefe entstanden, als die sericitschieferigen Quetschzonen der nordsüdlich streichenden Klüfte. „Geht man in dem Graben unter dem Kronberge bei Neslowitz, von dem Randbruche und den Grauwacken-Myloniten aufwärts gegen Osten“[1], so findet man in Begleitung von Kontaktkalken stark zertrümmerte und von Harnischen und Pegmatitadern durchzogene, bald gneisähnlich schieferige, bald cornubianitartig feinschuppige, zum großen Teil aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Andesin und Glimmer bestehende Gesteine. Der Glimmer ist teils Biotit, der aber vielfach in Chlorit umgewandelt ist, teils Muscovit, letzterer unregelmäßig verteilt; auch tritt er als Pinitpseudomorphose nach Cordierit auf. An manchen Orten ist das Gestein reich an braunen Turmalinsäulchen. An Nebengemengteilen tritt neben Apatit, Zirkon auch Orthit auf. Südlich vom Steinbruche im Kontaktkalke treten mannigfach wechselnde, plattig-schieferige, teils gneis- und cornubianitähnliche Gesteine, Quarzbiotitfels, Quarzit auf, teils solche mit dioritähnlicher Mineralführung, in einem Falle ein Kalksilikatgestein aus Diopsidquarz und kalkreichem Plagioklas bestehend. Verf. findet namentlich eine große Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den von Weber[2] beschriebenen kontaktmetamorphen Grauwackenschollen im Lausitzer Hauptgranit bei Radeberg. Verf. hält die beschriebenen Gesteine für in die Intrusivmasse versenkte Schollen von Devon und Culmschichten, da aus solchen die an dem westlichen Bruchrand eingeklemmten Schollen bestehen. **C. Hlawatsch.**

W. Hammer: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortler-Gruppe. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 174—188.)

Die Ablagerungen der Ortler-Gruppe teilen sich in 1. die älteren kristallinen Schiefer, 2. die Sericitphyllite mit Gips und Rauchwacke und 3. die dolomitisch kalkigen, teilweise auch mergeligen triadischen Ablagerungen. Die im Quarzphyllit des Schroetterhorns und des Zebrutales auftretenden Marmorlager sind nicht identisch mit den Laaser Marmorlagern.

---

[1] Diese wörtliche Wiedergabe des Fundortes ist zum Verständnisse der unten angeführten Auffassung dieser Vorkommen als versenkter Schollen nötig. Ref.

[2] Erläuterungen z. geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Bl. 51. 16.

Es wird ferner gegenüber Frech (Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc.) das posttriadische Alter der Porphyritgänge (Ortlerit und Suldenit) betont. In den hangenden Schichten der Ortler-Kalke wurde eine sichere Altersbestimmung ermöglicht, da Verf. gemeinsam mit O. Schlagintweit vom Fraeletale bis zum Naglerspitz Kössener Schichten nachweisen konnte. Diese bilden eine sehr wechselnde Gesteinsfolge von Kalken, Dolomiten und Schiefern; als charakteristischster Bestandteil ist ein phyllitischer, feinblätteriger Tonschiefer hervorzuheben. Schalenreste treten in dem mergeligen Belage mancher Kalkbänke auf.

Eine Kalkbank im Vitellitale, Naglerspitz und Fraeletal führt Reste von *Rissoa alpina* G. und *Actaeonina elongata*; am Naglerspitz tritt eine *Lithodendron*-Bank auf. Damit ist das Vorkommen des Rhäts im Ortler Gebiete und das Hauptdolomitalter des darunterliegenden Dolomits festgestellt; ob der ganze Ortler-Kalk zu diesem Niveau gehört, ist zweifelhaft.

Verf. bespricht dann eine neu aufgefundene Bruchlinie, die von Trafoi quer über den Zumpanellberg bis zum Bodenhof in Aussersulden mit steilem Südfallen streicht; der nördliche Teil ist in die Tiefe geschleppt. Sie scheint sich darüber hinaus ins Gebiet der Laaser Gruppe fortzusetzen; die vom Laaser-Spitz gegen Salt im Martelltale streichende Verwerfung ist vielleicht eine Fortsetzung derselben. Verf. hält diese Bruchlinie für die Fortsetzung der Linie Stilfserjoch—Trafoi, die vom Stilfserjoch gegen Norden fällt und dann saiger steht. Die Existenz der Bruchlinie Trafoi—Gomagoi, die Frech feststellt, wird aber bestätigt. Am Kleinboden und Übergrimm findet sich die Trias in überkippter Stellung als Teil einer Synklinale ins Grundgebirge eingefaltet. Reste der ehemaligen Triasdecke auf dem österreichisch-schweizerischen Grenzkamme werden nachgewiesen.

Zum Schlusse bekämpft Verf. in scharfer Weise die Arbeit von Termier: Les Alpes entre le Brenner et le Valteline (Bull. de la soc. géol. de France. (4.) **5**. 1905), indem er nachweist, daß bezüglich der Gleichstellung mancher Glieder Irrtümer vorliegen, anderseits in Termier's Arbeit die im Quarzphyllit, also unter dem Verrucano auftretenden Quarzite in solche des Verrucano und der Trias getrennt werden. Ferner, daß die Überschiebungsfläche, welche Termier annimmt, östlich des Stilfserjochs steil steht, am Zumpanellberg sogar nach Süd statt nach Nord einfällt; endlich seine Profile aus der Laaser-Gruppe und den Ultener Alpen in Termier's Arbeit gänzlich unrichtig wiedergegeben sind.

Die Behauptung des letzteren, daß in den Ortler Alpen „nappes" auftreten, deren Wurzel in der Region zwischen Tonale und Val furva liegen soll, erklärt er für unzutreffend. **C. Hlawatsch.**

W. Hammer: Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. (Jahrb. geol. Reichsanst. **56**. 497—538. 1906.)

Als Laaser Gruppe wird der Teil der Ortler Alpen bezeichnet, der zwischen Sulden und Martelltal liegt und durch das Madritschjoch mit dem

Hauptstocke zusammenhängt. Die kristallinen Schiefer werden dem Alter nach in folgende 4 Gruppen zusammengefaßt:

1. Gruppe der Phyllitgneise.
2. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer.
3. Quarzphyllitgruppe.
4. Gruppe der gipsführenden sericitischen Schiefer.

Am Schlusse der Gesteinsbeschreibungen sind die als Eruptivbildungen aufgefaßten Gesteine (Marteller Granit, Augengneis der Angelusgruppe und Granulit der Frischelwand) angeschlossen.

I. Gruppe der Phyllitgneise (Gneisphyllit Stache's). Diese bilden den Sockel der Gebirgsgruppe. Ihr Charakter ist ein sehr wechselnder. Echte Paragneise (zweiglimmerig) gehen stellenweise, namentlich in der Nähe der Laaser Glimmerschiefer, in Quarzitschiefer über. In der Schlucht des Razoibaches bei Ratschelhof treten Albitchloritschiefer auf. Diesen Gneisglimmerschiefern sind zahlreiche größere und kleinere Amphibolitlinsen und Lager eingeschaltet, namentlich am Nordfuß zwischen Morter und Prad, wo er einen fast zusammenhängenden Saum bildet. Die kleineren Linsen treten hingegen hauptsächlich nahe der Grenze der Laaser Schichten auf. Seine petrographische Beschaffenheit wechselt ebenfalls, der häufigste Typus ist arm an Feldspat, mittel- bis feinkörnig, deutlich schieferig. Seltener sind fast dichte Formen. Bemerkenswerte Abänderungen sind:

1. Ein Granatamphibolit bei Inner-Nörderberg.

2. Neben diesem eine Varietät mit großen, z. T. in Biotit, Calcit und Magnetit umgewandelten Porphyroblasten von Hornblende in einem sehr feinkörnigen Gewebe von Hornblende, Feldspat und Quarz.

3. Grünschieferähnliche Amphibolite vom Tschrinbachgraben. Hauptgemengteile sind lauchgrüne Hornblende und mikrolithenreicher Albit, lagenweise in geringerer Menge. Titanit, Rutil, Titaneisen, Pyrit sind stets vorhanden. Epidot, Zoisit, Biotit, Chlorit, Quarz, Calcit sind sekundären Ursprungs. In den zwischen diesen Amphiboliten liegenden Gneisen tritt akzessorisch Staurolith auf.

4. Der Amphibolit unter Folmart zeigt Bänderung durch den Wechsel amphibol- und biotitreicherer mit feldspat- und zoisitreicheren Lagen.

5. Vielleicht schon in den Laaser Schichten liegt ein grobkörniger Biotit-Amphibolit, dessen Biotit mit der Hornblende gleichalterig ist.

II. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer (Laaser Schichten). Diese Gruppe ist von der vorigen nur schwer zu trennen, da ihre Gesteine gerade an der Grenze einander sehr ähneln und die Glimmerschiefer häufig gneisähnlich entwickelt sind. Einer der verbreitetsten Typen dieser Serie ist ein ganz normaler Glimmerschiefer, reich an Biotit, der aber oft ausgebleicht ist. Granat ist ebenfalls häufig. Als Nebengemengteil tritt Turmalin nicht selten auf.

Charakteristisch für die Laaser Schichten sind aber zwei Einlagerungen: die Marmore und die Staurolith-Glimmerschiefer. Außerdem treten, namentlich in Verbindung mit dem Marmor, auch Amphibolite auf.

Bezüglich der ersteren verweist der Autor auf die petrographische Beschreibung durch Weinschenk[1]. Die Staurolithglimmerschiefer besitzen eine sehr mächtige Entwicklung, namentlich auf dem Höhenzuge vom Laaser-Spitz zum Weißwandl, treten aber auch im südlichen Teile (Lyfi-, Peder- und Suldener Rosimtal) auf. Erstere bestehen im wesentlichen aus wechselnden Lagen von Quarz und Glimmer, worunter der Biotit oft ausgebleicht und daher makroskopisch scheinbar gegen den Muscovit zurücktritt, unter dem Mikroskop aber als vorherrschend erkannt wird. Häufig sind quergestellte Biotitblättchen. Im Vorkommen vom Pedertal tritt der Biotit als Porphyroblast auf.

In dieser Grundmasse liegen die Porphyroblasten von Staurolith und Granat. Ersterer erreicht in der Staurolithschicht des Weißwandls die Größe von $\frac{1}{2}$ cm; in den südlichen Vorkommen, welche einen ganz phyllitischen Charakter der Grundmasse besitzen, bildet er größere, bis zu 3 m lange Individuen, (110) (010) meist ausgebildet, seltener (001) (101). Zwillinge sind ebenfalls selten. Im Dünnschliff ist er gelb durchsichtig, mit schwachem Pleochroismus. Häufig zeigt er Umwandlungen in glimmerige Aggregate und Chloritoid. Das erstere Vorkommen zeigt durch Graphit- und Magnetitstäubchen im Staurolith angedeutete helicitische Struktur, bei dem letzteren tritt diese sowohl im Granat als im Staurolith deutlich auf.

Die Amphibolite sind nicht näher beschrieben, neben ihnen bilden auch Grünschiefer und Feldspat-Biotitschiefer dunkle Lagen und kurze Linsen in den Marmoren.

Der Autor wendet sich gegen die Auffassung von kontaktmetamorpher Natur der Marmore seitens Weinschenk's und Lindemann's[2], da die angeblichen Kontaktminerale meist nur in den nahe der Grenze gegen die Glimmerschiefer häufigen Kalkglimmerschiefern auftreten, die Pegmatitadern durchaus nicht so allgemein verbreitet auftreten, als Lindemann annimmt, in der Hauptmasse der Kalke, in der Jennewand, fehlen größere Pegmatitlager ganz, auch kleine Adern fand Verf. keine. Auch für den Staurolithglimmerschiefer nimmt der Autor Regionalmetamorphose an, da dessen Auftreten von den Pegmatiten und dem Marteller Granit gänzlich unabhängig ist. Gerade an der Grenze dieses letzteren, sowie in der an Pegmatit reichen Zone Martell-Naturus fehlt er, während die typischsten Vorkommen von Staurolithglimmerschiefer weit entfernt von Pegmatitlagern sind.

Bezüglich der stratigraphischen Stellung der Laaser Schichten bemerkt Verf., daß dieselben teilweise wenigstens die Gneisphyllite ersetzen, sicher aber unter den Quarzphylliten liegen. Diesen entsprechende Quarzphyllite liegen aber in Nordtirol tief unter den untersilurischen Dientener Schichten. Eine den Laaser Schichten entsprechende Schichtfolge zieht vom Passeirer Schneeberg zum Jaufen und die Marmore ziehen

---

[1] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. 131.
[2] Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIX. 1904. p. 197.

bis Sterzing, ihm gehört aber der Dolomitmarmor vom Passeirer Schneeberg, in welchen Crininoidenreste auftreten, nicht an. Wenn die im Laasermarmor von Weinschenk als Crinoiden gedeuteten zylindrischen Calcitkristalle auch wirklich organischen Resten entsprechen, so würde das nur für das ohnehin wahrscheinliche, vor das Cambrium reichende Alter des organischen Lebens sprechen. Die Laaser Schichten sieht Verf. also als präcambrisch an, ohne sie direkt zum Algonkium zu stellen.

III. Quarzphyllitgruppe. Über den Laaser Schichten folgt ebenfalls nicht scharf trennbar und durch Übergänge mit den Staurolithglimmerschiefern verbunden Quarzphyllit, welcher den größten Teil der südlichen Kämme und Abhänge bildet. Gegen Westen verkeilt er sich mit dem Angelus-Augengneis und bildet stellenweise die Decke auf demselben. Sein petrographischer Charakter ist der bekannte Typus der Quarzphyllite. Eine abweichende, gneisähnliche Varietät findet sich unter dem Gipfel der mittleren Pederspitze: in einer zweiglimmerigen, sehr feinkörnigen Zwischenmasse liegen abgerundete Körner von Plagioklas (Albit und Oligoklas-Andesin), Orthoklas (?) und Quarz, sowie einige größere Muscovitschuppen. Kataklase ist keine zu beobachten. Ähnliche Gesteine fand Verf. auch westlich der Plattenspitze und östlich nahe unter dem Gipfel der Schluderspitze. Im obersten Teil des Schludertales liegen zwei kleine Lager von Cipollin im Quarzphyllit.

Auch in dieser Gruppe treten ziemlich mächtige und ausgedehnte Amphibolitlager auf, namentlich im südlichen Teile, an der Sonnenwand, der Frischelwand und zwei im Rosimtal, welche vom Staurolithglimmerschiefer überlagert werden. Alle diese Amphibolite sind im allgemeinen faserig, zeigen ausgezeichnet lineare Textur und sind arm an Feldspat (Oligoklas); ihr Hauptbestandteil ist eine im Schliff blaßgrünliche, schwach pleochroitische Hornblende. Nur ein kleines Vorkommen nahe der Legerwand zeigt eine bräunliche, gedrungene Hornblende mit häufiger Zwillingsbildung nach (100). Das interessanteste Vorkommen ist das von der Frischelwand, weil es deutliche Anzeichen einer eruptiven Entstehung erkennen läßt; es greift mannigfach in die in einen zweiglimmerigen, granatführenden Gneis umgewandelten Schiefer ein. Beide, sowohl Schiefer wie Amphibolit, führen in der Nähe des Kontaktes große Turmalinkristalle. Die Kontaktwirkung äußert sich außer in der Turmalinführung durch grobes Korn und größeren Reichtum an Feldspat, an anderen Stellen findet sich an der Grenze ein wirrfaseriges Hornblendeaggregat. Die Grenze von Schiefer und Amphibolit ist durch Aufnahme von Hornblende in den Schiefer verschwommen. Die im nördlichen Teile (Hintergrund des Laaser Tales) auftretenden Amphibolite haben ein durch feines Korn und ausgeprägte Schieferung mehr grünschieferähnliches Äußere, bestehen aber ebenfalls nur aus einer, mitunter in Biotit umgewandelten Hornblende mit dem Pleochroismus a hellgrünlichgelb, b dunkelmoosgrün, c bläulichgrün und Feldspat, der meist in ein Aggregat von Epidot, Zoisit und Calcit umgewandelt ist. Seltener sind gröbere Lagen mit flaserartig angehäufter Hornblende obiger Eigenschaften.

Zwei Chloritschieferlagen sind ebenfalls dieser Gruppe eingeschaltet. Die eine, an der Marteller Vertainen, besteht aus einem Granatchloritschiefer, in dessen Grundmasse außer Chlorit (mit wenig schiefer Auslöschung) noch Biotit, Plagioklas und Quarz auftreten, sekundär Calcit, Quarz, Biotit, Epidot, Zoisit, Magnetit; die andere, unter dem Gipfel der äußeren Pederspitze, aus Hornblendechloritschiefer, bestehend aus Pennin (mit stark unternormalen Interferenzfarben) Hornblende, (die teilweise in Chlorit umgewandelt ist), Albit, Quarz, Titaneisen und sekundären Titanomorphit und Calcit.

Anschließend an diese Gesteine wird noch eine Serpentinlinse im Quarzphyllit, einen Felskopf an der Pederscharte bildend, besprochen. Es ist ein wirrfaseriger Serpentin, meistenteils mit Gitterstruktur, mitunter mit Andeutungen von Maschenstruktur. In ihm treten Ankeritkristalle, Talk, lichtgrüner Strahlstein und langstengeliger Serpentin (Metaxit) auf. Auch ein Gipslager ist am Nordabsturz der Marteller Vertainen den Quarzphylliten eingeschaltet, es gehört nicht der Gruppe der gipsführenden, sericitischen Schiefer an, welche in der Einleitung mit IV bezeichnet ist und in der Laaser Gruppe nur in der Gegend von Prad auftreten, unweit des kleinen Vorkommens von Ortler-Kalk.

Nachdem die glazialen Ablagerungen eine kurze Besprechung gefunden haben, wendet sich der Autor zu den granitischen Eruptivgesteinen.

I. Der Marteller Granit. Derselbe, durch das Martelltal tief aufgeschlossen, bildet mächtige Lager von Muscovitpegmatitgranit und -granitgneiß und zeigt im Hangenden starke Zerteilung in dünnere Lager und Gänge. Er ist ausführlicher in einer älteren Arbeit (Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. p. 345) besprochen. In einer Fußnote sind Berichtigungen angeführt, sowie eine von Prof. Rothpletz dem Verf. mitgeteilte Beobachtung von Beryllkristallen im Pegmatit unter der Schluderscharte.

II. Augengneis der Angelus-Gruppe. Das lichtgraue bis weiße, massig brechende Gestein zeigt zumeist eine schieferig-flaserige Textur; große Augen von Alkalifeldspat, zumeist Mikroklin, seltener Plagioklas (Oligoklas) mit deutlicher Kataklase liegen in einer verhältnismäßig grobkörnigen Grundmasse von denselben Feldspaten Quarz, und Muscovit. Die Größe und Farbe der Augen, sowie die Stärke der Kataklase bedingen Varietäten. Einige dünnschieferige, weiße Varietäten, welche auch Turmalin führen, werden als Aplitschiefer erkannt. Der Feldspat überwiegt stets die anderen Gemengteile, der Glimmer ist stets Muscovit.

Dieses mächtige Glied der Gesteinsserie der Ortler-Gruppe ist nicht allein auf den westlichen Teil der Laaser-Gruppe, wo es die Kämme des Hohen Angelus etc. bildet und im unteren Suldentale ins Tal herabreicht, beschränkt, sondern setzt sich, mit wenigen Ausnahmen stets den Phylliten konkordant eingelagert und ein bestimmtes Niveau zwischen Gneis und Phyllit einhaltend, einerseits zum Stilfserjoch, anderseits auf die Nordseite des Etschtales fort. Ohnesorge (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1905. p. 175) fand in ähnlicher Horizontierung Augengneise in den nördlichsten Ötztaler

Alpen. In der Laaser Gruppe zeigen sie zwar oft ein rasches Auskeilen und mannigfache Verzahnung durch Bildung kleinerer Lager mit den Schiefern, aber nie eine so ausgesprochene Verästelung wie bei dem Marteller Granit. Verf. ist daher eher geneigt, sie für ein metamorphosiertes Deckengestein aus wiederholten Ergüssen bestehend, als für ein Tiefengestein zu halten, wogegen die hier und da beobachtete durchgreifende Lagerungsform nicht sprechen würde. Die Augenstruktur würde diese Auffassung etwas unterstützen.

Als letztes Eruptivgestein ist noch ein Granulitgang von der Frischelwand angeführt, ein feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein, das aus Quarz, Kalifeldspat mit hellroten Granatkörnern und wenigen Biotitfetzchen besteht.

Im letzten Abschnitt wird die Tektonik der Gruppe behandelt, die, wie begreiflich, sehr verwickelt ist. Als wesentliche Hauptzüge seien hervorgehoben: das steile Südfallen des Hauptkomplexes, innerhalb dessen Verf. Überschiebungen und Schuppenbildung annimmt. Auf der Nordseite ist in den Laaser Schichten eine deutliche schiefliegende Mulde zu beobachten, an die sich südlich eine steile, nach Norden überkippte Antiklinale, mit eng zusammengeklappten Schenkeln schließt, während der flachliegende Nordschenkel z. T. durch Brüche gestört ist, z. T. in eine kleine Antiklinale übergeht. Die südliche Antiklinale ist aber nur in den oberen Schichten so steil ausgebildet, in den tiefer liegenden ist sie sehr flach. Im Westen grenzt das Gebiet an die große Bruchlinie Prad-Gomagoi-Trafoi.

Das Streichen der Schichten im Süden ist NO.—SW., biegt aber gegen das Suldental in ONO.—WSW. um, in der Tschengelser Hochwand ist es ungefähr OW.

Der Arbeit ist eine Abbildung nach der Natur von der Jennewand, eine Kartenskizze, die leider mancher im Text erwähnter Ortsbezeichnungen entbehrt, und 2 Tafeln mit Profilen beigegeben. **C. Hlawatsch.**

Br. Sander: Geologische Beschreibung des Brixener Granits. (Jahrb. geol. Reichsanst. **56**. 707—744. 1 Karte. 1906.)

1. Der Brixener Granitit bildet einen von Meran bis Bruneck reichenden, gegen Süden konkaven Bogen, der in der Gegend von Franzensfeste die Breite von 12 km erreicht, während die Enden schmal sind. Im oberen Pensertal, zwischen Rabenstein und Pens, ist es sehr eng zusammengeschnürt. Seiner Zusammensetzung nach ist er ein mittelkörniger Biotitgranit (Granitit), stellenweise hornblendereicher. In kleineren schlierenartigen Partien ist er durch größeren Gehalt an ziegelrotem Orthoklas rot gefärbt (Rotes Mandl am Kreuzjoch). Diese Varietät zeichnet sich durch Reichtum an mit Chlorit, Quarz und Calcit erfüllten Drusen aus (Kalkgranit Pichler's). Gegen den Kontakt mit den Phylliten zu zeigt er eine gegen 100 m mächtige, feinkörnige, aplitische Fazies. Derselben gehört

auch die Mehrzahl der zahlreichen Gänge und Apophysen an, die die umgebenden Gesteine durchbrechen. Aplitische und pegmatitische Gänge sind auch im Massiv selbst häufig, ebenso auch basische Konkretionen, die oft von kleinen Gängen des Hauptgesteins durchbrochen werden. Als Verwitterungserscheinung ist die oft sehr weitgehende Chloritisierung hervorzuheben. Am Nordrand ist dynamometamorphe Schieferung, Mylonitbildung, Reibungsbreccien bis zur Bildung eines Chloritschiefers zu beobachten.

2. Das Granitmassiv wie die Phyllite (ausgenommen jene des Nordrandes) werden von Diorit-Diabasporphyriten in schmalen Gängen durchbrochen. An den Nordhängen des Kesselberges aber und am West- und Ostabhang des Essenberges setzen ziemlich mächtige, echte Granitporphyrgänge und Lagergänge, z. T. mit dichtem Salband (südlich von Aberstückl) im Phyllit auf. Sie sind vom Granit durch die Fortsetzung der Judicarienlinie getrennt und ihr Zusammenhang mit diesem unsicher. Ihre Farbe ist grünlichgrau bis rot. Sie führen als Einsprenglinge Porphyrquarze, Orthoklas, Plagioklas und Biotit.

3. Am Südrande tritt der Granit mit granatführenden Quarzphylliten, die auch Einlagerungen von Augen- und Bändergneisen führen, in Berührung.

4. Am Nordrand bildet das unterste stratigraphische Niveau der Phyllitgneis, mit niveaubeständigen Einlagerungen von kristallinischem, gebändertem Kalk, manchmal malakolith- und tremolitführend, von Amphiboliten, ferner mit Cyanit, Granat und staurolithreichen Partien (mineralreicher, großblätteriger Glimmerschiefer Teller's) und klastischen, vielleicht durch Dislokationen bedingten Lagen.

5. Auf den Phyllitgneis folgt der Wackengneis Teller's, dessen untere Schichten dunkle, an Größe lagenweise wechselnde, hornblendereiche längliche Butzen in hellem, aus Plagioklas und Mikroklin bestehendem Zement zeigen. Dazwischen finden sich auch Lagen von Phyllitgneis. Die intrusive Natur dieser Gesteine hält Verf. für noch unsicher, er zieht eventuell Tuffe und Ergußgesteine in Frage. Neben diesen Gesteinen folgt der Maulser Verrucano Pichler's, dann ein Horizont von Tonglimmerschiefern mit Kalklagen, die Versteinerungen führen.

6. Die Kalke und Dolomite der Trias. Letztere zeigen stellenweise (am Zinseler bei Stilfes) Geruch nach H_2S; an anderen Stellen Hornsteinknollen und Rauhwackenlagen. Versteinerungen (Diploporen) häufig.

7. Die Phyllite werden von zahlreichen Gängen (s. oben) durchsetzt und von Pegmatit, Granitit und Diorit, Tonalitgneislager (Lagergängen) aufgeblättert, was an einigen Profilen erläutert wird, so an dem vom Valserjoch über die Rensenspitze führenden. Auf dieser findet man ein mächtiges Granitlager mit dioritischen Schlieren, welches, an den mächtigsten Stellen ungeschiefert, dem Brixener Granitit vollkommen gleicht, scharfkantige Schieferbruchstücke zeigt und in den hangenden Phyllitgneis Apophysen entsendet. Zwischen den Muscovitgraniten, Apliten und Peg-

matiten finden Übergänge statt, aber manchmal durchsetzt der Granit den Gneis mitsamt den Pegmatitschnüren. Ob die Turmalinpegmatite im Hangenden des Iffinger Granites mit dem Brixener Granit zusammenhängen, wie GRUBENMANN[1] meint, erscheint mangels eines Zusammenhanges als unsicher. In der Maulser Trias finden sich keine Pegmatitgänge.

Im Gegensatze zu obigen Gesteinen zeigt ein am Valserjoch konkordant zwischen Granit und Tonalitgneis in der Gruipbachschlucht bei Pichlern mit dem randlich geschieferten Granit in sekundärem Kontakt stehender grobflaseriger Muscovitgneis keine Einschlüsse oder sonstige Anzeichen intrusiver Natur.

Eine ganz eigene Rolle spielt hingegen der Tonalitgneis. Derselbe hält sich stets an die Nähe des Granits, ist aber auch, wo er mit ihm in Kontakt steht, scharf von ihm geschieden, in vielen Fällen liegen aber zwischen ihm und dem Granit Lagen von Teilen des Schiefermantels. Während er von PICHLER als kontaktmetamorpher Schiefer, von TELLER als Übergänge zwischen Tonalitmagma und Schiefern, von der Mehrzahl der Autoren (BECKE, GRUBENMANN, KÜNZLI, PETRASCHEK) als basische Randfazies aufgefaßt wurde, hält ihn LÖWL, dem sich Verf. in der Meinung anschließt, für eine der Graniteruption vorausgehende, basischere Intrusion. Eine genaue petrographische Beschreibung gab PETRASCHEK (l. c.). Im wesentlichen besteht er aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit. Er führt zahlreiche spindelförmige basische Konkretionen (vergl. die vorher referierte Arbeit TRENER's) sowie Einlagerungen der hangenden Schiefer. In kleineren Injektionen (Eggertal bei Mauls) finden sich starke Differenzierungen der Bestandteile bis zu reinen Hornblendegesteinen.

Hornblendegneise finden sich noch weit vom Granitmassiv am Wege von Videgg nach Obertall im Passeier. Ferner bringt Verf. noch die Amphibolite im Horizont der Kalkeinlagen im Gneisphyllit mit dem Tonalitgneis in Zusammenhang.

III. Kontakt und Tektonik.

Die Südostgrenze des Granits von Meran bis Weissenbach im Pensertal gegen die Phyllite wird von der Fortsetzung der Judicarienlinie gebildet, wobei am Granit noch ein Teil der Phyllite nebst der aplitischen Randfazies erhalten blieb. Von Weissenbach bis Pens fehlen Aufschlüsse, von Pens bis Franzensfeste bilden die Phyllite, von zahlreichen zumeist aplitischen seltener normalgranitischen Gängen, welche ihrerseits wieder gegen die Salbänder zu aplitisch werden[2], durchsetzt, ein konkordantes metamorphosiertes Dach[3] über dem Granit. Jenseits der Eisack aber streichen die Phyllite unter mehr oder minder großen Winkeln gegen den Granit, die Rändergneisschichten werden dabei oft ⊥ abgeschnitten. Am

[1] Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 41. 1896. p. 340.
[2] Auch die ohnehin schon feinkörnigeren, aplitischen.
[3] Bemerkenswert ist das Auftreten von tropfenartig gerundeten Biotiten im Quarz.

Nordrand aber ist Primärkontakt nur westlich der Zenoburg zu beobachten. Die konkordant auf den Graniten liegenden Gneisphyllite zeigen dann zwar noch Spuren der Kontaktmetamorphose (gröberes Korn der Amphibole, poikilitische Einschlüsse von Hornblende in Quarz), aber es treten in der Nähe des Granits doch kleinere Dislokationen auf. Mylonite, schieferige Struktur des Granites beobachtet man oft. Von Meran bis Mauls aber folgt der Granit stets dem Niveau der Kalkbänder im Phyllitgneis[1]. Der Tonalitgneis ist untrennbar mit letzterem verbunden. Nördlich von Weissenbach beginnt die Überschiebung der Phyllitgneise über die Maulser Trias, welche in bald mehr bald weniger steilen Synklinalen eingefaltet sind. Von Niedeck beim Penserjoch bis Kiens zieht sich ein Bruch, gekennzeichnet durch eine Trümmerzone mit Harnischen, Reibungsbreccien etc., meist an der Grenze von Granit und Tonalitgneis, landschaftlich durch starke Vermurung der Talgehänge auffallend. Bezüglich der tektonischen Stellung der Granitintrusion äußert Verf. die Vermutung, daß der Granit vielleicht an einer Stelle, wo schon vorher verschiedene Fazies aneinanderstießen, eventuell einer alten Festlandsgrenze, emporgedrungen sei. Er wendet sich dann gegen Termier's[2] Ansicht, daß die Granite über die Phyllite überschoben seien.

IV. Was das Alter des Granites anbetrifft, so findet Verf. die Beobachtung F. v. Wolf's bestätigt, daß sich im Porphyre Granitgerölle von gleichem Typus wie der Brixener Granit, z. B. auch von der roten Varietät finden, er ist also sicher vorpermisch, vielleicht mittelcarbonisch, nämlich mit der ersten Störung zusammenfallend.

Der Arbeit sind außer der Karte mehrere instruktive Profile angefügt. **C. Hlawatsch.**

Fr. Leuthardt: Beiträge zur Kenntnis der Hupperablagerungen im Basler Jura. (Ecl. geol. Helv. 9. 145—147. 1906.)

In der Huppererdengrube Kohlholz bei Lausen liegt zu unterst kalkfreier Hupper mit Kieselblöcken und Hornsteinknollen, die Kimmeridgefossilien enthalten [vergl. dies Jahrb. 1905. II. -428-. Ref.]. Dieser Hupper ist im wesentlichen ein Verwitterungsprodukt des Kimmeridge. Der Planorbenkalk, der darüber liegt — *Planorbis pseudammonius* findet sich darin in großen Mengen —, befindet sich an primärer Lagerstätte. Der obere Bolus ist eine Terrarossabildung. **Otto Wilckens.**

---

[1] Aus dem Text wird nicht klar, ob nicht ein Druckfehler vorliegt, wenn es heißt, „daß von Meran bis Mauls der Granit in demselben .... Horizont der Phyllitgneise liegt". Im folgenden ist dann im selben Sinn von Tonalitgneis die Rede. Wahrscheinlich soll statt Granit Tonalitgneis stehen. Da aber der Granit nie weit vom Tonalitgneis entfernt ist, hat auch obige Lesart ihren Sinn.

[2] Les Alpes entre le Brenner et le Valteline. Bull. de la soc. géol. de France. 5. 1905.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

W. J. Mead: The Relation of Density, Porosity and Moisture to the specific Volume of Ores. (Econ. Geol. 1908. **3**. 319—325.)

Der Kubikgehalt eines Materiales hängt ab von seinem wahren spezifischen Gewicht, der Porosität und dem Feuchtigkeitsgehalt. Zur Erleichterung der Bestimmung des Kubikgehaltes wurde vom Verf. ein Diagramm entworfen. Aus demselben kann man nach Bestimmung des spezifischen Gewichtes, der Porosität und der Feuchtigkeit den Kubikgehalt sofort ablesen. Eine nähere Beschreibung der Anfertigung des Diagrammes folgt. **O. Stutzer.**

H. L. Smyth: Magnetic Observations in Geological and Economic Work. I. (Econ. Geol. **2**. 1907. 367—379.)

Der Sonnenzeigerkompaß und die Inklinationsnadel werden verwandt bei der schnellen Aufnahme ausgedehnter magnetischer Gesteinskomplexe, der Mangnetometer wird meist nur gebraucht, um Umgrenzung und Tiefe kleiner Magnetitareale festzustellen.

Es folgt eine genaue Beschreibung des Sonnenzeigerkompasses (Dial-Kompaß). **O. Stutzer.**

H. L. Smyth: Magnetic Observations in Geological and Economic Work. II. (Econ. Geol. **3**. 1908. 200—218.)

Verf. beschreibt Bau und Anwendung des Magnetometers. Sodann geht er zu einer Besprechung der magnetischen Aufnahme über.

O. Stutzer.

C. Hatzfeld: Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 1906. 351—365.)

Verf. bespricht eingehend 1. die allgemeinen Verhältnisse des Lagerstättengebietes, 2. die Roteisensteinlager im speziellen und 3. die Genesis der Roteisensteinlager. „Wir müssen für die Fachinger Roteisensteinlager eine primäre Entstehung annehmen, d. h. das zur Bildung der Lager notwendige Erz ist als solches in der Übergangsperiode von Mittel- und Oberdevon abgelagert worden." **A. Sachs.**

J. H. L. Vogt: Über magmatische Ausscheidungen von Eisenerz im Granit. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **15**. 1907. 86—89.)

In mehreren Gebieten innerhalb des großen Granitfeldes auf den Lofotinseln findet sich eine bedeutende Anzahl von Magnetitlagerstätten, die Verf. für magmatische Differentiationsprodukte eines granitischen Magmas hält. Auch von dem Gellivara-Vorkommen, sowie von den Lagerstätten

zu Solberg-Lyngrot (bei Tvedestrand-Arendal) vermutet er eine analoge Entstehung. Es handelt sich hier nur um eine vorläufige Mitteilung, nähere Untersuchungen werden in Aussicht gestellt. **A. Sachs.**

Ch. K. Leith: Genesis of the Lake Superior Iron Ores. (Econ. Geol. 1. 47—66. 1905.)

Die Eisenerze des Lake Superiorgebietes waren ursprünglich sedimentäre Gebilde, die über- und unterlagert wurden von Quarziten und Schiefern. Der Eisengehalt selbst entstammte älteren basischen Eruptivgesteinen. Die Eisenerze wurden von verschiedenen Eruptivgesteinen durchschnitten, gefaltet und metamorphosiert. In ihrer heutigen Gestalt sind die Eisenerze sekundäre Konzentrationen. Die Konzentration erfolgte auf wässerigem Wege, durch Auslaugung und Wiederabsatz. Die Entstehung dieser Eisenerzmassen wird durch eine übersichtliche Tabelle in neuer, nachahmenswerter Weise erläutert. Die Tabelle war seinerzeit von VAN HISE, LEITH und SMITH für die Weltausstellung in St. Louis angefertigt.

O. Stutzer.

Ch. K. Leith: Iron Ore Reserves. (Econ. Geol. 1. 360—368. 1906.)

TÖRNEBOHM hatte die Eisenerzreserven der Welt auf 10 Milliarden tons berechnet, die bei einem gleichmäßigen Steigen des jetzigen Eisenverbrauches in zirka 50 Jahren abgebaut sein müssten. Verf. sucht nachzuweisen, daß diese Annahme zu niedrig ist. In Nord-Amerika sollen die Magnetite der Adiron dacks und die von New Jersey nicht mit bei der Berechnung berücksichtigt, und Erze mit niedrigem Eisengehalt außer Betracht gelassen sein. Zudem sind große Teile Amerikas noch unbekannt, und ist das Auffinden neuer Eisenerzlagerstätten in Amerika sehr wahrscheinlich. Auch in Asien kann man das Auffinden neuer Eisenerze mit Bestimmtheit erwarten. **O. Stutzer.**

A. P. Coleman: The Helen Iron Mine Michipicoten. (Econ. Geol. 1. 521—529. 1906.)

Verf. beschreibt die Erze der Helen Iron Mine, Michipicoten. Das Muttergestein der dortigen Eisenerze sind unreine Siderite (besonders im Süden) und gebänderte kieselsäurereiche Gesteine. Ein Diabasgang durchsetzt diese Schichten.

Die kieselsäurereichen Gesteine sind feinkörnige, braun und dunkelgrau gebänderte Sandsteine, deren Färbung von Beimengungen mit braunem Siderit resp. schwarzem Magnetit herrührt. Im allgemeinen ist dieses Gestein aber arm an Eisen.

Die Siderite bilden massive Massen und haben einen Eisengehalt von ca. 35 %. Unter dem Mikroskope sieht man ihnen Quarz (5—10 %

im reinsten Material) und Pyrit beigemengt. Die Pyritmassen können (z. B. am Süd-Ufer des Sayer Sees) einige Fuß dick werden.

In diesen Gesteinen findet sich muldenartig eingesenkt die eigentliche Erzlagerstätte. Als Erz tritt poröser Limonit und etwas Hämatit auf. Der Eisengehalt beträgt 55,15—60,65 % Fe. Von dem Erz sind bereits 1,5 Mill. Tonnen abgebaut, während 1 Mill. Tonnen noch anstehen.

Die Entstehung dieser Erzlagerstätte erklärt sich Verf. folgendermaßen: Quellen drangen durch die zerrütteten, besonders südlichen Teile der eisenhaltigen Gesteine empor, lösten Eisen und setzten es in der Synklinale wieder ab. **O. Stutzer.**

W. C. Phalen: Origin and Occurrence of Certain Iron Ores of Northeastern Kentucky. (Econ. Geol. 1. 660—673. 1906.)

Im östlichen Kentucky finden sich in carbonischen Kalksteinen Siderite, deren Genesis bisher als Verdrängung von Kalkstein durch eisenhaltige Lösungen erklärt wurde. Nach Verf. sind diese Kalksteine von feuerfestem Tone überlagert. Da die Tone vollkommen frei von Eisen sind, nimmt Verf. an, daß das Eisenerz vor Ablagerung der Tone entstand, und seinen Metallgehalt nicht überlagernden Sedimenten entnommen haben konnte.

In Kentucky finden sich weiter noch Eisenerze in dem tiefer gelegenen Mississippian-Kalkstein und an der Basis der noch tiefer gelegenen Waverly-Tone. Das Preston-Eisenerz tritt im Devon auf, und noch tiefer treffen wir den Clinton-Oolith, dessen Eisenoolithe meist einen Kalkkern, eine Ostrakode oder Bryozoe führen. **O. Stutzer.**

Sjögren: Om våra järnmalmers bildningssätt. (Geol. För. i Stockholm Förh. Maj 1906. Bericht der Hauptversamml. 313—356; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 333—334.)

Sjögren teilt die skandinavischen Eisenerzlagerstätten in folgende 6 Gruppen:

I. Eisenerze der archäischen, kristallinen Schieferformation, gebunden an Ortho- und Paragneise, Hälleflintgneise, Kalksteine und Dolomite.
II. Erze, gebunden an natronreiche Porphyre und Keratophyre.
III. Eisenerze in basischen Eruptivgesteinen.
IV. Eisenerze der cambrisch-silurischen Schieferformation.
V. Kontaktlagerstätten.
VI. Sumpf- und See-Erze.

Ad I: Die Entstehungsgeschichte der in den archäischen kristallinen Schiefern liegenden Eisenerze Mittelschwedens kann nur durch die Geschichte der Metamorphose entziffert werden. In zahlreichen Fällen muß das ursprüngliche eisenhaltige Substrat ein chemisches Sediment gewesen sein. Die Metamorphose zerfällt in: 1. Umwandlungen in der Oberflächenzone, 2. Umwandlungen in der Tiefenzone, 3. abermalige Umwandlung in der Oberflächenzone.

Ad II: Für die an Natronporphyre gebundenen Erze ist eine epigenetische Erklärung das wahrscheinlichste, wie sie Stutzer annimmt, der eine epigenetisch-magmatische Entstehung für das Annehmbarste hält.

Ad III: Die Erzausscheidung in basischen Eruptivgesteinen können wir nach dem Nebengestein einteilen in:

a) Erze gebunden an Olivindiabase (Typus Taberg),

b) Erze gebunden an Gabbro (Typus Routivare),

c) Erze gebunden an Nephelinsyenite (Typus Alnö).

Ad IV: Die Erze der cambrisch-silurischen Schieferformation haben eine große Ausdehnung (z. B. Dunderlandsdalen in Norwegen), enthalten aber nur bis 40 Proz. Eisen. Sie treten an vielen Stellen in Norwegen in demselben Horizont auf, man hält sie für sedimentär. **A. Sachs.**

O. Stutzer: Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna (Kiirunavaara, Luossavaara und Tuollavaara). (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 1906. 65—71, 140—142.)

Verf. gibt zunächst eine Beschreibung dieses berühmten Eisenerzvorkommens. Von besonderem Interesse ist seine genetische Auffassung der Lagerstätte. Sie scheint weder sedimentärer Natur, wie Launay meint, noch eine syngenetische magmatische Ausscheidung, wie man bisher wohl allgemein annahm, zu sein, sondern die Hauptmasse des Erzes entstand auf epigenetisch-magmatischem Wege (eine nach oben gewanderte magmatische Ausscheidung), wie bereits Löfstrand (Geol. För. Förh. **13**. 263 und **14**. 67) angenommen hatte. Das nicht mächtige Erz der Imprägnationszone kann mit dem Erz einer Kontaktlagerstätte verglichen werden. **A. Sachs.**

O. Stutzer: Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare" in Nordschweden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**. 1906. 137—140.)

Die Eisenerzlagerstätte bei Gellivare ist eine metamorphosierte, ursprünglich epigenetische Lagerstätte und wahrscheinlich, wie Kiirunavaara, eine nach oben gewanderte magmatische Ausscheidung (= schlierenartiger Gang) mit starker seitlicher Imprägnation. Für die Epigenese spricht die Lagerungsform, die Mineralkombination, das Nebengestein und die Analogie mit Kiirunavaara, welche schon Löfstrand, Lundbohm und Törnebohm hervorgehoben hatten. **A. Sachs.**

F. Loewinson-Lessing: Über die Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja im Ural. (Mitt. d. Polytechn. Instituts f. 1906. **5**. St. Petersburg 1906. Russisch.)

Die Genesis der bekannten Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja unterliegt zur Zeit noch der verschiedensten Auffassung, sie wird als

Produkt der magmatischen Differenziation wie als epigenetische Kontaktlagerstätte angesehen, auch wird die Augitgranattheorie und noch manche andere auf sie angewendet. Verf. kommt auf Grund eigener Untersuchungen zur Annahme einer Kontaktlagerstätte vom Typus des Banats.

Das Erz tritt zwischen leukokraten Syeniten und verschiedenen Granatgesteinen auf. Erstere sind der Struktur nach Tiefen- und Ganggesteine, haben keinen irgendwie wesentlichen Gehalt an Magnetit und zeigen auch nirgends Anzeichen einer Differentiation des ursprünglichen Magmas. Übergangszonen zwischen Syenit und Erz, ebenso auch Schlierenbildung fehlen. Die Granatgesteine mit Chlorit, Epidot, Calcit und Quarz werden als Kontaktbildungen aus Kalken aufgefaßt auf Grund des Nachweises, daß der Granat sekundärer, hydrochemischer Entstehung ist. Von Effusivgesteinen treten Tuffe und Breccien auf, in letzteren finden sich schwarze, aphanitische Einschlüsse, die zweifellos einem sehr merkwürdigen Eruptivgesteine angehören. Es ist dies ein Orthophyr, bestehend aus Oligoklas- und Orthoklasmikrolithen mit Magnetit als Ersatz des farbigen Gemengteils und der Basis. Dieser „Erzporphyr“ ist als Beweis für die magmatische Entstehung der Lagerstätte angesehen worden, da er die Möglichkeit eines Magmas zeigt, das sich in ein Alkali-Feldspatgestein und Magnetit spalten kann, eine Annahme, die Loewinson-Lessing durchaus bestreitet. Er sieht den Erzporphyr für jünger als die Lagerstätte an, das Feldspat-Effusivmagma hat dieselbe durchbrochen, einen Teil des Erzes aufgelöst und somit die Bildung des Feldspat-Magnetit-Porphyrs bewirkt.

Verf. resumiert, daß alle Anzeichen gegen die magmatische Entstehung der Lagerstätte sprechen, die er als Kontaktlagerstätte auffaßt, ohne jedoch vorläufig entscheiden zu können, ob sie jünger als die Syenite ist, oder eine präexistierende, durch den Syenitdurchbruch veränderte Lagerstätte bildet. **Ernst Maier.**

L. Cayeux: Structure et origine probable du minerai de fer magnétique de Diélette (Manche). (Compt. rend. **142**. 716—718. 1906.)

Verf. untersucht die Minetten von Diélette (Manche) und findet u. d. M. eine typische Oolithstruktur, nur ist der konzentrisch-schalige Bau der gegenwärtig aus Magnetit bestehenden Erbsen verloren gegangen. Ursprünglich liegen wohl Kalkoolithe vor, deren kohlensaurer Kalk sich unter dem Einfluß von Lösungen in Eisenoxyd oder Eisencarbonat umwandelte, woraus unter der Einwirkung des Granites Magnetit wurde. **Johnsen.**

St. Meunier: Origine et mode de formation des minerais de fer oolithique. (Compt. rend. **142**. 855—856. 1906.)

Meunier macht darauf aufmerksam, daß die Resultate von Cayeux' Untersuchungen betr. die Eisenoolithe von Diélette (s. voriges Ref.)

den früheren Ergebnissen des Verf. entsprechen. Ursprünglich liegen Kalkoolithe vor, die sich infolge Durchtränkung mit Fe- und Al-Salzlösungen in Eisenoolithe umsetzen; letztere enthalten meist Beauxit, der nach künstlicher Auflösung des Limonits mittels HCl skelettförmig zurückbleibt. Die nicht kristallisierbaren Beauxitteilchen lagern sich bei der Ferrifikation besonders in die Oolithzwischenräume ein. **Johnsen.**

L. Cayeux: Genèse d'un minerai de fer par décomposition de la glauconie. (Compt. rend. **142**. 895—899. 1906.)

Man hat im Arrondissement Vouziers, besonders bei Grandpré (Ardennen) ein Eisenoolithlager ausgebeutet, das stellenweise bis 3 m mächtig wird. Die Eisenminerale nehmen etwa $\frac{1}{3}$ des Volumens der tonig sandigen Masse ein; die Bestandteile sind: eckige oder gerundete Quarzkörner und mehr oder weniger zersetzte Orthoklaskörner von 3 mm Maximaldurchmesser sowie Limonit und Glaukonit. Es lag ursprünglich ein reiner Glaukonitabsatz vor, der sekundär zum großen Teil in Limonit überging, der die Glaukonitkörner pseudomorphosierte. Obiger Eisenoolith weicht also in bezug auf Struktur (es fehlt der schalige Bau der Erbsen) und Bildung von allen übrigen Eisenoolithlagern Frankreichs ab, mit denen er bisher in Parallele gesetzt wurde. **Johnsen.**

L. W. Collet et G. W. Lee: Sur la composition chimique de la glauconie. (Compt. rend. **142**. 999—1001. 1906.)

Die Verf. analysierten frisch gebildeten, von Murray s. Z. auf der Challenger-Expedition gesammelten Glaukonit, der nur mit Quarz verunreinigt und von diesem mittels eines Elektromagneten getrennt worden war. Die Analyse ergab: $SiO_2 = 47{,}46$, $Al_2O_3 = 1{,}53$, $Fe_2O_3 = 30{,}83$, $MnO_2 =$ Spuren, $FeO = 3{,}10$, $MgO = 2{,}41$, $K_2O = 7{,}76$, $H_2O = 7{,}00$, Sa. $= 100{,}09$. Der ursprüngliche Glaukonit stellt also wesentlich Ferrisilikat, nicht Ferrosilikat, dar; das letztere, das Calderon und Chaves im Glaukonit von Sedimentgesteinen herrschend fanden, scheint also sekundär durch Reduktion zu entstehen. **Johnsen.**

C. K. Leith: The Geology of the Cuyuna Iron Range, Minnesota. (Econ. Geol. **2**. 145—152. 1907.)

Das Cuyuna Eisenerzfeld liegt im nördlichen Central-Minnesota. Es ist das jüngste der entdeckten Eisenerzfelder des Lake-Superior-Distriktes. Das Erz tritt in Linsen von 1—250 Fuß Mächtigkeit auf. In unverändertem Zustande besteht es aus Eisencarbonat, verändert aus Amphibol-Magnetit, eisenhaltigen Tonschiefern und Hämatit. **O. Stutzer.**

W. H. Hobbs: Iron Ores of the Salisbury District of Connecticut, New York and Massachusetts. (Econ. Geol. **2**. 153—181. 1907.)

Auf Angaben über die Geschichte und die geographische Lage folgt eine kurze geologische Beschreibung der 13 wichtigsten Gruben. Das Erz tritt in Sedimentgesteinen auf, die ihrem Alter nach als „Cambro-Ordovician" bestimmt sind. Das gewöhnlichste Eisenmineral ist Limonit. Daneben tritt etwas Turgit und einige Manganverbindungen auf. Zahlreiche Erzanalysen werden mitgeteilt.

Zum Schluß wird die Entstehung des Erzes besprochen. Nach Ansicht des Verf. ist das Eisenerz erst später, nach Bildung der Sedimente zugeführt worden, und zwar entstammt es nach der Meinung von Hobbs pyrithaltigen Sedimentgesteinen. Die Zeit dieser Erzbildung versetzt Hobbs ins späte Glazial. **O. Stutzer.**

N. H. Winchell: The Cuyuna Iron Range. (Econ. Geol. **2**. 565—571. 1907.)

Die Cuyuna Iron Range liegt in Minnesota. Es finden sich dort archäische Quarzite und Grünsteine. Das Eisenerz liegt unter dem Quarzit von Dam Lake. **O. Stutzer.**

G. C. Martin: The petroleum fields of the pacific coast of Alaska with an account of the Bering River coal deposits. (Unit. St. Geol. Survey. Bulletin. **250**. 64 p. 7 Taf. 3 Textfig. Washington 1905.)

Petroleumfelder sind in drei Gegenden an der pacifischen Küste von Alaska bekannt geworden. In der Controller Bay-Region zwischen dem 142.° und 144.° — hier treten nur die Bering River-Kohleablagerungen auf —, ferner am Westufer des Cook Inlet unter dem 153.° und drittens auf der Alaska Peninsula in der Nähe der Cold Bay unter dem 156.° westlicher Länge.

Die erste Angabe über Petroleum- und Kohlevorkommen auf Alaska stammt aus dem Jahre 1882 (Ivan Petroff, Tenth Census of the United States. **8**. 87) und seitdem sind die Vorkommen des öfteren Gegenstand kürzerer Hinweise gewesen.

Der Bericht Martin's stellt das Ergebnis einer eingehenderen Untersuchung dar, die Verf. in den Sommermonaten der Jahre 1903 und 1904 ausführte. Ein vorläufiger Bericht erschien bereits im Jahre 1904 (Bull. U. S. Geol. Survey. No. 225. p. 365—382).

Controller Bay-Region.

Die Controller Bay, ungefähr 100 miles westlich des Mount St. Elias gelegen, besitzt eine bis zu 2000 feet aufsteigende gebirgige Westseite, während die Ostseite der Bay und des in dieselbe über den Bering Lake sich ergießenden Bering River niedrig und fast flach ist.

In dem Gebiete treten folgende Formationen und Gesteine auf:

Rezent	Alluvium der Bering-Gletscherströme (Sand- und Schlammablagerungen, bis an die See tretend), Moränen, Strandablagerungen.
Diluvium	Sand-, Ton- und Geröllablagerungen in vereinzelten Entblößungen.
Tertiär	Vulkanische Gesteine und Tuffe unbekannter Zusammensetzung (seltene und räumlich sehr geringe Vorkommen).
Tertiär	Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer mit mariner Fauna (? Untermiocän oder Oberoligocän).
Tertiär	Schiefertone und Sandsteine (Kohle führend).
Tertiär	Schiefertone und Sandsteine mit untergeordneten Schichten von Kalkstein, Konglomerat und vulkanischer Asche (Petroleum führend).
Mesozoicum(?) . . .	Schwach metamorphosierte, stark gefaltete Sandsteine, Kalksteine und Schiefertone.

Die Tektonik des Gebietes erscheint im einzelnen sehr verwickelt, doch macht sich im großen ganzen ein vorherrschendes Streichen NO.—SW. mit einem Einfallen von 35—60° geltend. Verwerfungen spielen auch eine Rolle. Die Gegend zwischen dem Bering Lake und der Controller Bay z. B. besteht aus einer größeren Anzahl paralleler, eng gestellter Antiklinalen und Synklinalen, mit einem mittleren Streichen von N. 35° O. In dem sich nordöstlich des Bering Lake anschließenden Bering River-Kohlegebiet streichen die Schichten regelmäßig NO.—SW. bei einem vorherrschenden Einfallen nach NW. Hier treten auch Brüche auf, deren ganze Bedeutung aber noch nicht genügend erkannt ist.

Petroleumquellen kommen in der Controller Bay-Region zwischen der Küste und dem Bering River in Fülle vor. Der Zufluß ist stellenweise so stark, daß er zu Ansammlungen von nicht unbedeutender Ausdehnung an der Oberfläche geführt hat. Auch Gasquellen treten auf. Die meisten Petroleumquellen fallen angenähert in drei gerade Linien, die ungefähr parallel dem Streichen der Nachbarschaft verlaufen und unzweifelhaft in Lage und Richtung durch die Tektonik bedingt sind; sie stellen wahrscheinlich die Ausbisse der ölführenden Schichten dar. Die östlichste dieser Linien zieht sich sehr nahe der Sattelachse am Westschenkel der Chilkat-Antiklinale hin; die westlichste am Ostschenkel der Katalla-Antiklinale, während die mittlere, in dem Tal des Burls Creek, tektonisch weniger sicher festgelegt werden kann. Die Gasquellen an den Ufern des Katalla River folgen wahrscheinlich der Sattelachse der Katalla-Antiklinale.

Seit 1901 sind in diesem Gebiete eine große Anzahl Bohrlöcher gestoßen worden, wovon eine Reihe fündig wurde; indessen ist es bisher nicht gelungen, Petroleumreservoire von kommerzieller Bedeutung zu erschließen.

Ein zweites Petroleumfeld in der Controller Bay-Region erstreckt sich bei Cap Yaktag, ca. 75 miles östlich von der Controller Bay gelegen. Die Gesteine, die hier ebenfalls aus Schiefertonen mit eingelagertem Sandstein und Kalkstein bestehen und durch Fossilien als miocän sich kennzeichnen, sollen auch eine Antiklinale bilden, auf deren der Küste nahezu parallel verlaufende Sattelachse die Petroleumquellen austreten. Bohrungen sind noch nicht erfolgt wegen der Schwierigkeit, Bohrgeräte dort hinzuschaffen. Kein Hafen vorhanden, überall Brandung und zum Transport über Land von der Controller Bay fehlt es noch an jeglichem Wege.

Das Bering River-Kohlenfeld ist, soweit bekannt, auf die Gegend nördlich des Bering Lake und des Bering River beschränkt und liegt etwa 12—25 miles landeinwärts von der Controller Bay; es umfaßt, soweit gegenwärtig erkannt, etwa 120 square miles. Die vom Verf. aufgenommenen und im einzelnen mitgeteilten Profile ergeben das Vorhandensein von 1 bis zu 2, 3 und 4 übereinander entwickelten Flözen mit Mächtigkeiten von wenigen bis zu 31 feet. Es ist eine mehr oder weniger harte Kohle, im Aussehen anthracitähnlich, die an Heizwert und Reinheit alle Kohlen der pacifischen Küste, sei es in den Vereinigten Staaten, Kanada, oder Australien bei weitem übertrifft.

Das Mittel der Analysen von 14 verschiedenen Orten des Feldes entnommenen Proben ist:

Feuchtigkeit	1,27 %
Flüchtige Bestandteile . . .	13,88 „
Kohlenstoff	77,14 „
Asche	7,71 „
Schwefel	1,21 „

Der mittlere kalorische Effekt beträgt 7880 Kalorien.

Zurzeit liegt die Erschließung des Feldes noch in den Anfängen; intensiver Bergbau wird erst eintreten nach dem Bau einer den Hafen mit den Minen verbindenden Eisenbahn.

Cook Inlet-Petroleumfelder. Das in Frage kommende Gebiet erstreckt sich am Westufer des Cook Inlet von der Nordseite des Einganges der Chinitna Bay ungefähr 40 miles SW. bis zu den Mündungen der Enochkin- und Iliamna-Bay und landeinwärts in einer Maximalbreite von 10 miles bis zum Osthang der kristallinen Chigmit Mountains. Diese das Gebiet westlich begrenzenden schroffen Chigmit Mountains haben eine mittlere Erhebung von 3500 feet und streichen ungefähr parallel dem Cook Inlet-Gestade. An die Chigmit Mountains schließt sich östlich eine Depressionszone — die Olzone — mit vielen Tälern und unregelmäßigen niedrigen rundlichen Hügeln, an die sich weiter östlich, in einer Entfernung von 1 mile vom Ufer des Cook Inlet und parallel zu ihm sich hinziehend, die Tilted Hills in einer mittleren Höhe von 2200 feet anreihen.

Das Gebiet baut sich, abgesehen vom Quartär, aus folgenden Formationen und Gesteinen auf:

Tertiär . . . . . (nur nördlich der Mündung der Chinitna Bay)	Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone mit verkieselten, aufrecht stehenden Baumstämmen, ferner Blattabdrücken 100 (?) feet.
Oberer Jura. . . . . (das Gebiet der Tilted Hills)	Wechsellagernde Sedimente (Arkosen, Sandsteine, Schiefertone) und vulkanische Gesteine (Andesit, Basalt, Tuffe) . . . . . 5000 feet.
Oberer Jura. . . . . (das Gebiet der Tilted Hills)	Agglomerate (bestehend aus Granit und Schiefer) . . . . . 300 feet.
Mittlerer Jura . . . . . (Depressionszone)	Dunkle Schiefertone mit Basalkonglomerat und Sand- und Kalksteineinlagerungen, viele fossilreiche Schichten (Petroleum führend) . . . . 3000 (?) feet.
Präjurassisch . . . . . (Chigmit Mountains)	Vorwiegend Granit und Gesteine ähnlicher Struktur . . . . . 3000 (?) feet.

Der Jura bildet eine breite, flache, etwas wellenförmig parallel zum Cook Inlet-Gestade verlaufende Antiklinale, an die sich, westlich an der Ostseite des Chigmit Mountains, eine schmale Synklinale anschließt, der wiederum eine eng gefaltete Antiklinale folgt, die mit einer Verwerfung gegen das kristalline Gebiet abstößt.

Petroleumquellen und Gasquellen bilden auch in diesem Gebiete häufige und z. T. bedeutende Vorkommen. Bohrungen wurden 1898 begonnen und bis heute ohne großen Erfolg fortgesetzt.

Cold Bay-Petroleumfeld.

Die Umgebung der Cold Bay, die am Südufer des außerordentlich buchtenreichen Alaska Peninsula gelegen ist, besteht aus einem Hochland von im Mittel 750 feet Meereshöhe mit sanft gerundeten, über das allgemeine Niveau sich erhebenden Hügeln. Die höheren Gipfel steigen bis zu ungefähr 1500 feet an und weiter landeinwärts, im zentralen Teile der Halbinsel ragen Gebirge bis zu über 5000 feet auf.

Folgende Formationen und Gesteine setzen die Cold Bay-Region zusammen:

Postjurassisch. . . . . Unterbrochener Streifen nahe der Zentralachse der Halbinsel	Vulkanische Gesteine (wahrscheinlich Andesit oder Basalt).
Oberer Jura. . . . . Am innersten Ende der Cold Bay und landeinwärts das ganze Gebiet bis über das zentrale Vulkangebiet hinaus.	Arkosen, Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone (3000—5000 feet mächtig).
Mittlerer Jura . . . . . An beiden Ufern der Cold Bay und entlang der Küste der Shelikof Strait, wahrscheinlich bis über Portage Bay hinaus.	Schiefertone, Sandsteine und untergeordnet Kalksteine (2000 feet mächtig) (Petroleum führend).

Trias . . . . . Nur am Cap Kekurnoi am östlichen Eingange der Cold Bay.	Schiefertone, Kalksteine und Hornsteine; Vorkommen von *Monotis salinaria*.
Präjurassisch. . . . . Zone parallel zur Längserstreckung der Halbinsel, den Jura abschneidend.	Granit, Syenit etc.

Die hervorstechendsten tektonischen Züge in der Umgebung der Cold Bay sind eine parallel zur Küste in nordost—südwestlicher Richtung verlaufende Antiklinale, an die sich nordwestlich und parallel zu ihr eine Synklinale anschließt, deren nördliches Ende durch eine Verwerfung abgeschnitten wird. Am Nordrande der Antiklinale nun, ca. 5 miles vom Westufer der Cold Bay entfernt, finden sich mehrere Petroleumquellen, die stark und andauernd fließen, auch erfolgt Austritt von Gas bei einer dieser Quellen. Weitere Quellen sollen SW. davon an verschiedenen Stellen entlang der Sattelachse, derselben Antiklinale, unter anderen bei der Dry Bay, austreten. An erstgenanntem Orte wurden seit Sommer 1903 3 Bohrungen niedergebracht. Die eine wurde in einer Tiefe von mehreren 100 feet aufgegeben und in einiger Entfernung wieder neu angesetzt, die zweite, die mehrere Ölschichten durchsunken haben soll, wurde schließlich in einer Tiefe von 1400 feet wegen starken Wasserandranges auch aufgegeben und die dritte, die nach den letzten Berichten eine Tiefe von 1500 feet erreicht hat, hat, wie es scheint, auch kein Ölreservoir von kommerzieller Bedeutung erschlossen. Bemerkenswert ist, daß sowohl hier, als auch in den Cook Inlet-Petroleumfeldern und der Controller Bay-Region, wo immer die Bohrungen mit Wasserandrang zu kämpfen hatten, dieses immer süßes Wasser, nie Salzwasser gewesen ist.

In folgender Tabelle sind die Untersuchungsergebnisse des Alaska-Petroleums mit denen des Petroleums anderer nordamerikanischen Felder vergleichend zusammengestellt. Das Alaska-Petroleum soll in seinen Eigenschaften dem Pennsylvania-Petroleum nahe stehen.

	Alaska (Controller Bay)	Alaska (Controller Bay)	Pennsylvania	Ohio	Kolorado	Mexiko	Beaumont, Texas
Benzin (80—150° C.) . .	21	38,5	16,5	10	16	10	2,5
Lampenöl (150—300° C.)	51	31	54	50	40	60	40
Rückstand	28	30,5	29	40	44	30	57,5
Schwefel	Spuren	—	—	—	—	—	1,7
Gewicht	39,1° B.	45,9° B.	—	—	43° B.	—	22° B.

O. Zeise.

Geologische Karten.

H. Credner: Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 250 000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des k. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der k. sächsischen geologischen Landesanstalt bearbeitet. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. 1908. 83—84.)

Mit Hilfe dieser jetzt dargebotenen Übersichtskarte ist nicht nur nach kurzer Orientierung ein klares, einheitliches Bild vom geologischen Bau des gesamten Königreichs zu erlangen, sondern sie gewährt zugleich dem Besitzer von Einzelblättern der Spezialkarte die erwünschte Möglichkeit, diese isolierten Teilstücke in ihrem Zusammenhange mit und in ihren Beziehungen zu dem Gesamtaufbau seines Heimatlandes zu verstehen und zu würdigen. **A. Sachs.**

L. Rollier: Sur la seconde édition de la Carte géologique du Jura bernois. (Ecl. geol. Helv. **8**. 410—412. 1905.)

Soweit das Blatt VII der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 Teile des Juragebirges umfaßt, beruht seine neue Ausgabe auf Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25 000. Gegenüber der ersten Auflage zeigt die zweite eine ganze Reihe von Änderungen, teils in der Ausscheidung der Formationsstufen, teils durch neue Entdeckungen, teils in bezug auf die technische Ausführung des Blattes. **Otto Wilckens.**

Topographische Geologie.

Arnold Heim: Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung in den Kreideketten am nordschweizerischen Alpenrand. (Ecl. geol. Helv. **9**. 384—385. 1907.)

Vergl. das Ref. in dies. Jahrb. 1908. II. -396-. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. (Ecl. geol. Helv. **9**. 386—387.)

Vergl. das Ref. in dies. Jahrb. 1908. II. -397-. **Otto Wilckens.**

J. Früh: Inselberge im Rheintal. (Ecl. geol. Helv. **8**. 409. 1905.)

Verf. macht auf das Vorkommen von zwei Inselbergen aus Muschelsandstein des Helvetians im Rheintal bei Blatten östlich der Eisenbahnlinie Rorschach—Rheineck aufmerksam, die auf Blatt IV der geologischen Dufourkarte fehlen. **Otto Wilckens.**

G. Roessinger: Bélemnites de la brèche du Chablais (brèche de la Hornfluh). (Ecl. geol. Helv. **8**. 211—212. 1904.)

Das Vorkommen von Chablais-Breccie an der Lokalität Champs-longs oberhalb Trois-Torrents (Val d'Illiez) hat dem Verf. drei Belemniten und einen Zweischaler geliefert, welch letzterer eine *Gryphaea* sein könnte. Daneben kommen *Pecten*- und Korallenreste vor. Die Breccie ist also sicher mesozoisch. Viel mehr läßt sich aber auch über das Alter nicht sagen (s. das folgende Ref.). **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Bélemnites et radiolaires de la brèche du Chablais. (Ecl. geol. Helv. **8**. 419—420. 1905.)

Das mesozoische Alter der Chablais-Breccie ist zuerst von A. Favre und E. Renevier festgestellt. Verf. hat in Val d'Illiez in der Breccie Belemniten, *Pecten*, *Lima* und Krebsreste gefunden. Gelegentlich der Exkursion der französischen geologischen Gesellschaft im Jahre 1901 fand Steinmann in oberer Breccie eine *Ostrea* cf. *gregaria*, Douvillé am Col de Lens d'Aulph ein Radiolariengestein. Nachdem Verf. die Radiolariengesteine Italiens, Dalmatiens und der Ostalpen kennen gelernt hat, muß er feststellen, daß die sogen. Dachschiefer (mittlere Chablais-Breccie) äußerst ähnliche Gesteine führen. Es sind manchmal echte Jaspis und die zahlreichen Flecke von kristallinem Quarz, die sie führen, sind umgewandelte Radiolarien. **Otto Wilckens.**

E. Renevier: Sur la brèche cristalline des Ormonts. (Ecl. geol. Helv. **9**. 120—121. 1906.)

Dem Verf. sind Zweifel an dem tertiären Alter der Ormontsbreccie und des Niesenflysches aufgestiegen. Die genannte Breccie liegt nämlich am Col du Pillon auf oberem Lias, dieser auf Trias. Schieferige Einschaltungen fehlen ihr. Lugeon hat am Chaussy einen Belemniten gefunden. Oberhalb Vers l'Eglise gehen die schwarzen Toarcienschiefer unmerklich in kristalline Breccie über. Ischer gibt Liasfossilien aus der Niesenkette an. Möglicherweise ist die ganze Niesenkette Jura.

Otto Wilckens.

P. Arbenz: Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 18. Lief. [des ganzen Werkes 48. Lief.] 82 p. 2 Taf. 1905.)

Die Arbeit behandelt den Frohnalpstock, der sich auf der Ostseite des Urnersees erhebt und vom Muotatal im Norden, vom Riemenstaldener Tal im Süden begrenzt wird. Begleitet wird sie von einer geologischen Karte im Maßstabe 1 : 50000, die einen Teil des Blattes 399 des Siegfried-Atlas der Schweiz zur topographischen Unterlage hat.

1. Stratigraphie.

Das Vorkommen von Jura ist nicht ganz unzweifelhaft. Der Kalk, der die Weißwand südlich von Muotatal aufbaut und sich auch am Katzenzagel findet, dürfte sicher die normale Unterlage des Berrias bilden, wenn sich auch die Zugehörigkeit zum Tithon nicht beweisen läßt. Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt und erinnert manchmal an Schrattenkalk. Als einziges Fossil wurde ein *Aptychus* angetroffen.

Die Kreideformation der Zentral- und Ostschweiz weist große fazielle Verschiedenheiten auf. Die eine Ausbildung findet sich in dem nördlich gelegenen Zuge Frohnalpstock—Drusberg—Rautispitz—oberer Teil der Churfirsten, die andere beobachtet man in der Axenkette, den Silbern, am Glärnisch und im unteren Teil der Churfirsten. Das Frohnalpstockgebiet gehört zu der nördlichen Zone.

Im Berrias läßt sich eine untere, schieferige und eine obere, kalkige Abteilung unterscheiden, jene mit Aptychen, diese mit *Pygope diphyoides* d'Orb. Gesamtmächtigkeit etwa 60 m.

Zwischen Berrias und Schrattenkalk folgen dann: Zu unterst kieseligkalkige und mergelige Schiefer (nur im Südosten des Gebietes verbreitet), 100 m, darüber der Kieselkalk, der aus der Valendis- in die Hauterive-Stufe hineinragt. Er ist leider äußerst fossilarm. Es folgen 1—1½ m Grünsandsteine, die mit den Altmann-Schichten des Säntisgebirges in Parallele zu stellen sind, und hierauf 150 m mergelige, grauliche Kalke, die sogen. Drusberg-Schichten, die die untere Barrême-Stufe darstellen. Sie schließen oben mit den sogen. *Couloni*-Schichten ab, für die aber Verf. lieber den Namen „*sinuata*-Schichten" gebraucht wissen möchte, weil sich darin nur *Exogyra sinuata*, nicht *E. Couloni* findet.

Der nun folgende Schrattenkalk wird durch die *Orbitulina*-Bank in einen unteren und einen oberen geteilt. Jener bildet die obere Barrême-Stufe, während dieser dem Aptien angehört. Die *Gibbsi*-Schichten bilden den Abschluß dieser ganzen Folge, die man auch als Urgo-Aptien bezeichnet hat. Die hellen Felswände des Schrattenkalkes kann man fast um den ganzen Frohnalpstock herum verfolgen. Karrenbildungen sind auf ihm häufig (so das bekannte Vorkommen im Garten des Hotels Axenstein). Seine untere Abteilung ist 100, die obere 40—50 m mächtig. Man kann in dem Schrattenkalk des Aptien verschiedene Ausbildung konstatieren und namentlich ist die starke Reduktion, ja das gelegentliche Fehlen dieser ganzen Stufe im Südosten des Gebietes, zwischen Klingenstock und Plankstock, bemerkenswert.

Von der Echinodermenbreccie, mit der der Gault beginnt, vermutet Arbenz, daß sie besser noch ins Aptien zu stellen wäre. Darüber folgen die *Concentricus*-Schiefer mit Albienfossilien (grünsandige Mergel, benannt nach *Inoceramus concentricus*) und ellipsoidische Kalke. Auch dieser ganze Komplex nimmt nach Südosten an Mächtigkeit ab. Am Hengst wird er nicht mehr gefunden.

Auch der Seewerkalk und Seewerschiefer zeigen diese Erscheinung, während die Wangschiefer überall die Kreide nach oben abschließen.

Sie bestehen aus schwärzlichen oder schwärzlichgrauen Schiefern, die sehr fossilarm sind und deren Alter noch nicht genau feststeht. Sie kommen übrigens nur in einer schmalen Zone vom Brienzer See bis ins Vorarlberg vor.

Das Tertiär ist durch eocäne Nummulitenkalke und Glaukonitsandsteine vertreten.

2. Tektonik.

Von der randlichen Kette der zentralschweizerischen Kalkalpen, der Pilatus, Bürgenstock und Rigihochfluh angehören, trennt eine Eocänzone die zweite Kreidekette, die von Unterwalden her gegen den Urnersee streicht, dessen tiefes Quertal an seinen Wänden jenes herrliche Faltenbild zeigt, dessen Großartigkeit selbst dem Laien auffällt. Dieser zweiten Kreidekette gehört der Frohnalpstock an. In seinem Bau lassen sich folgende tektonischen Elemente erkennen:

1. Axensteingewölbe.
I. Morschacher Mulde.
2. Frohnalpstockgewölbe.
II. Furggelenpaßmulde.
3. Hauserstockgewölbe.
III. Krauternalpmulde.

Das angeblich nun folgende 4., das „Klingenstockgewölbe", existiert in Wirklichkeit nicht; sondern es folgt nun die Eocänzone von Riemenstalden, die von der zweiten Kette die dritte, die sogen. Axenkette, trennt.

Die Falten des Frohnalpstockgebietes streichen N. 55—60° O. Sie sinken im Streichen nach ONO. ab. Das Axensteingewölbe sinkt vom Axenstein bis an die Muota mit 9,7% Gefälle [nicht 7,9%, wie p. 43 versehentlich steht. Ref.], dann steigt es mit einer die Falte schräg schneidenden Flexur plötzlich zum Giebel an. Dieselbe macht sich auch in der Morschacher Mulde noch bemerkbar. Diese liegt nach NW. über; ihr SO.-Schenkel, der gleichzeitig der Mittelschenkel des Frohnalpstockgewölbes ist, fällt 40—60° nach SO. bis SSO. [nicht SW. bis SSW., wie p. 44 steht. Ref.] und zeigt eine auf $\frac{6}{10}$ der normalen reduzierte Schichtfolge. Einige kleine Brüche, die ein leichtes Insichzusammensinken der Gesteine bewirken, sowie eine kleine Überschiebung durchsetzen die Mulde, ohne auf das tektonische Gesamtbild irgendeinen Einfluß zu gewinnen. Das Frohnalpstockgewölbe, das bedeutendste von allen, ist nach NW. übergelegt. Es sinkt bis zum Stooshorn um 16% und wird von drei Brüchen durchschnitten, die widersinnig fallen und immer den westlichen Flügel absenken. Am Gipfel des Frohnalpstocks ist Schrattenkalk auf Gault resp. Seewerkalk geschoben, wobei noch einige nicht ganz leicht erklärliche Komplikationen in der Lagerung auftreten. Furggelenpaßmulde und Hauserstockgewölbe bilden zusammen eine S-förmige Falte mit etwas übergeneigtem Mittelschenkel, die an Bedeutung hinter dem Frohnalpstockgewölbe hier zurücktritt, während sie ihm im Streichen außerhalb des Kartengebietes jenseits der Klippenregion von Iberg allmählich gleichkommt. Die Mulde der Krauternalp endlich ist breit und flach. Sie

wird durch den Erosionsabsturz des Riemenstaldener Tales abgeschnitten, in dem nun die Eocänzone Sisikon—Muotatal hinläuft (resp. in seiner Verlängerung jenseits des Katzenzagelpasses). Diese Eocänzone läuft vorwiegend W.—O., also anders als die Falten des Frohnalpstocks. Die Unterlage des Eocäns ist nur östlich des Katzenzagels normal, westlich fehlt Seewerkalk und Gault, was mechanische Ursachen haben muß. Das Eocän selbst fällt 30—40° nach NNW. bis N. und zeigt eine südliche Schichtfolge mit normaler und eine nördliche mit verkehrter Lagerung. Letztere kann reduziert sein oder fehlen. Auf etwa 3 km Erstreckung fehlt das Eocän übrigens ganz. Das Hangende des Eocäns (nördlich desselben) bilden meistens Stufen der mittleren und oberen Kreide in verkehrter Lagerung. Besonders zwischen Juchli und Frutt läßt sich das gut beobachten. Vom Eocän nordwärts bis an das Tithon (?) der Weißwand liegt Kreide von Südfazies. Das Eocän gehört somit zur Axenkette. Es ist eine Mulde, die sich nach unten öffnet, ähnlich wie die berühmte verkehrte Mulde an der Tellsplatte. Die Kreideschichten nördlich von ihr sind Reste eines Gewölbes, dessen Umbiegung nordwestlich in der Tiefe liegen muß.

Verf. richtet sein besonderes Augenmerk darauf, ob sich die geologischen Verhältnisse in seinem Arbeitsgebiet besser nach der Lugeon'schen Auffassung verstehen lassen, die für dasselbe Deckenbau annimmt, oder nach der alten Anschauung, daß das Gebirge wurzelt. Gegen Lugeon spricht nichts, gegen die alte Auffassung verschiedenes, nämlich das Fehlen eines nach Süden überliegenden Klingenstockgewölbes und die Faziesverhältnisse, von denen namentlich das Verschwinden der urgonischen Kalkfazies gegen Süden und die Mächtigkeitszunahme der Wangschiefer in derselben Richtung bemerkenswert sind, weil diese Erscheinung ihr Analogon in den Berner und Waadtländer Alpen findet. Die Frohnalpstockkette stammt am weitesten von Süden. Die Bündner-Schiefer könnten z. T. die Fortsetzung der Wangschiefer sein.

Bildungen der Oberfläche.

Die Talstufen und Terrassen des Reußtales werden aufgezählt, die Moränen und erratischen Blöcke geschildert, die Schuttkegel und Alluvionen angeführt. Der letzte Abschnitt ist der Verwitterung gewidmet. Karrenbildung ist im Gebiet ausschließlich an den Schrattenkalk gebunden. Verf. betrachtet sie als chemische Verwitterung. **Otto Wilckens.**

Chr. Tarnuzzer: Stratigraphie und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad im Unter-Engadin. — Vorläufige Mitteilungen mit Bewilligung der geologischen Kommission gedruckt. (Ecl. geol. Helv. 8. 546—552. 1905.)

Es werden die geologischen Profile beschrieben, die sich beim Aufstieg durch das Val d'Assa von Remüs aus, im Val d'Ascharina (einem Seitental des vorigen) und am Russennagrat beobachten lassen. Ferner wird der Aufbau des Piz Ajüz und Piz Lad geschildert. [Man kann die

Darlegungen des Verf.'s gut auf der inzwischen erschienenen Karte von Schiller verfolgen (vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -228-). Seine Ergebnisse stimmen nicht überall mit denjenigen Schiller's überein. Namentlich in der Auffassung der von Schiller als Tithon kartierten Kalke bestehen Differenzen; Tarnuzzer betrachtet sie großenteils als Lias. Im wesentlichen kommen aber beide Forscher zu ähnlichen Ergebnissen. Ref.] **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). (Ecl. geol. Helv. **8**. 421—433. 1905.)

Die vorliegende Mitteilung beschäftigt sich mit der Stratigraphie und der Tektonik des Torrenthorns und des Balmhorns, Bergen, die sich zwischen Gemmipaß und Dalatal im Westen und Gasteren- und Lötschental im Osten erheben.

Die Schichtfolge beginnt mit den Gneisen der Kummenalp und dem Granit des Lötschenpasses nebst seinen Porphyren. Ein schmales Band schwarzer Schiefer an der Laucherspitz ist vielleicht Carbon. Die Trias ist am Restirothorn und Faldumrothorn nur durch Röthidolomit und Rauhwacke vertreten; am Lötschenpaß ist sie mannigfaltiger entwickelt und beginnt mit Quarzit, über dem plattige, kieselige Kalke, weißer Marmor, graue Kalke, schwarze Schiefer und dolomitischer Kalk folgen. Das Rhät wird durch sandige und tonige Schiefer repräsentiert. Goldkäferfarbige Schiefer führen Sandsteinbänke mit Fossilien, die das Alter nachweisen. Darüber liegen sandige Schichten mit *Schlotheimia angulata*, dann eine Bank, die am Ferdenpaß *Arietites Bucklandi* und *Gryphaea arcuata* geliefert hat. Das Sinémurien besteht zum größten Teil aus grünlichen quarzitischen Sandsteinen, deren rote Verwitterung den verschiedenen Rothörnern dieser Gegend ihren Namen gegeben hat. Der mächtige Mittellias (Pliensbachien) hat durchaus schwäbischen Charakter und besteht unten aus mächtigen sandigen Kalken mit vielen Versteinerungen, oben aus ebenfalls sehr mächtigen quarzitischen Sandsteinen, die gelb anwittern und auch noch die Basis des Toarcien vertreten, dessen Hauptgestein aber ein kalkiger oder mergelig-sandiger Schiefer ist, der manchmal glanzschieferartig wird. Das Aalénien wird durch weiche Tonschiefer vertreten.

Der mittlere und obere Dogger zeigt eine sehr mannigfaltige Zusammensetzung. Bald ist er ganz in Schlammfazies ausgebildet, bald besteht er aus einer Wechsellagerung toniger Schiefer mit kalkigen oder kieseligen Bänken. In dem östlichen Teile des Balmhorns wiederum ähnelt er sehr der unteren Hornfluhbreccie, in den westlichen zeigen sich Übergänge zwischen dieser Fazies und der schieferigen.

Im Oxford läßt sich eine untere Abteilung von einer oberen trennen. Jene besteht aus schwarzen Schiefern mit einer Divésienfauna, diese aus fleckigen Knollenkalken (Schildkalk). Es folgt der mächtige, grau gefärbte

Hochgebirgskalk. Bemerkenswert ist ein grauer quarzitischer Sandstein des Torrenthornmassivs, der seitlich in einen grünlichen, tuffartigen Sandstein übergeht und völlig dem Gestein von Sembrancher (Val de Bagne) ähnelt. Verf. hält ihn für oberjurassisch.

Die Kreide beginnt mit wenig mächtigen Mergeln (Berrias?), über die sich unmittelbar Kalke von Urgonfazies lagern. Dann kommt mittlere Kreide (Aptien?) und endlich Eocän, das aber erst westlich des Gemmiweges, nicht im Balmhornmassiv auftritt und mit sporadischem Bohnerzvorkommen beginnt.

Bau des Torrenthornmassivs.

Das Torrenthornmassiv wird von dem untertauchenden Westende des Aarmassivs und dessen Trias- und Liasbedeckung aufgebaut, die in enge Falten gelegt sind. Zwischen Leuk-Stadt und Leukerbad zählt man 10 Antiklinalen in 4 Gruppen. Die Achsen dieser Falten sinken vom Torrenthorn zum Dalatal, d. h. auf 6 km, um nicht weniger als 1800 bis 2000 m. Die Südflanke des Massivs ist einfach aus einer welligen Platte von Trias-, Jura- und Kreidegesteinen gebildet. Auf der Kreide liegen wahrscheinlich jurassische Kalke, die möglicherweise die Wurzeln der höheren Decken sind, die sich vor dem Balmhornmassiv und der Wildhorndecke ausdehnen.

Im Osten treten infolge des Ansteigens der Faltenachsen nicht mehr vollständige Falten, sondern nur noch Sedimentmulden im Gneiß auf. Nicht immer sind von v. Fellenberg die Windungen dieser Schichten ganz richtig gezeichnet worden. Das Faldumrothorn wird von 3 (auf der Ostseite 2) Synklinalfalten gebildet, das Restirothorn aus 2. Das Ferdenrothorn besteht aus einer liegenden Falte, deren Stirn 4 sekundäre Falten aufweist. Unter die liegende Falte des Ferdenrothorns dringt keilartig in Muldenform der Dogger des Balmhornmassivs. Es herrschen hier aber sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse: Gneis- und Triasschuppen erscheinen wie mitgeschürfte Fetzen zwischen den Lias- und Doggergesteinen.

Bau des Balmhornmassivs.

Die Liasfalten des Torrenthornmassivs sind nordwärts übergelegt, im Balmhornmassiv erreichen die Antiklinalen horizontale Lage, ja sie tauchen endlich sogar nach Norden in die Tiefe. Die mächtige Südwand des Balmhorns wird von etwa 7 gegen NW. tauchenden Antiklinalen gebildet, die aus Aalénien, unterem und oberem Dogger bestehen. So erklärt sich die Mächtigkeit von 2000 m, die der Dogger hier besitzt. Es handelt sich um eine Faltenaufeinanderhäufung. Durch das Abwärtstauchen der Sättel sieht es so aus, als erschienen Sättel von oberem Dogger zwischen Mulden von unterem. Die kolossale Malmkalkmasse, die sich auf der Ostseite des Balmhorns aus dem Gasterntal bis zum Gipfel des Altels erhebt, ist eine Häufung von 8 liegenden und abwärts tauchenden Falten. Der Malm hat eine riesige horizontale Bewegung erlitten. Das Profil durch Torrent- und Balmhorn lehrt vortrefflich, wie die Überschiebungsdecken sich durch Faltung bilden können. Bemerkenswert ist, wie die Faltung des Lias in den Aalénienschiefern gewissermaßen ausgelöscht wird.

Wie in einen Tunnel gehen die vielen Liasfalten zwischen Leuk-Stadt und Leukerbad unter den Malm der Berge auf der rechten Dalatalseite. Ähnliches hat Verf. aus dem Massiv der Bauges beschrieben.

Otto Wilckens.

Paul Sichtermann: Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. Inaug.-Diss. Gießen 1905. 82 p. 4 Taf., sowie Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **28.** [Siehe auch Denckmann, Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **25.** 559—565.]

Das Gebiet, dessen Diabase Verf. einer Untersuchung unterzogen hat [worüber bereits 1907. I. -55- referiert ist], gehört dem westlichen Sauerlande, der Gegend von Lüdenscheid, Hagen, Altena und Iserlohn, an. Die hier verbreiteten devonischen Bildungen hat man bis in die jüngste Zeit als Mitteldevon betrachtet und kurzweg als „Lenneschiefer" zusammengefaßt. Denckmann's Kartierungsarbeiten haben eine Gliederung dieser Schichten angebahnt. Geht man von oben, vom Massenkalk, aus, so kann man folgende stratigraphische Gruppen unterscheiden:

5. Honseler Schichten, oben kalkig, darunter Grauwackensandsteine und -schiefer, darunter rote und grüne Schiefer, die durch dunkelgraue Bänke getrennt werden.

4. Brandenbergschichten (Brandenberg liegt ebenso wie Honsel südlich von Letmathe): Meist Grauwackensandsteine und rote Tonschiefer wechsellagernd, von über 400 m Mächtigkeit.

3. Mühlenbergschichten (Mühlenberg unterhalb Dahl), Grauwackensandsteine mit Grauschiefereinlagerungen. Fossilien: *Spirifer auriculatus, subcuspidatus, paradoxus.* Diese Abteilung gehört wahrscheinlich schon zum Unterdevon.

2. Hobräcker Schichten. Rauhe, oft geflammte, graue Grauwackenschiefer, häufig mit kalkigem Bindemittel, mit Einlagerungen von rotem Tonschiefer. Versteinerungen: *Rensselaeria, Orthis.*

1. Hohenhof-Schichten (Hohenhof bei Dahl), rote und grüne Schiefer.

Die roten Schiefer, die also in allen hier genannten außer in den Mühlenbergschichten auftreten, sind horizontbeständige Leitgesteine.

Der Faltenban des Gebirges ist sehr einfach. Die Lenneschiefer fallen im westlichen Teil des Blattes Hohenlimburg nördlich und gehören zum Nordflügel eines gewaltigen Sattels. Es sind zahlreiche Querverwerfungen vorhanden.

Otto Wilckens.

O. Grupe: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. (Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanst. f. 1908. **29.** Teil I. 612—644. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig.)

In stratigraphischer Hinsicht ist zunächst das Auftreten der 10—15 m mächtigen „tonigen Grenzschichten“ als obersten Teiles des mittleren Buntsandsteins im Hangenden des „Bausandsteins“ bemerkenswert.

Die Buntsandsteinschichten des Sollings, die von nord-südlich gerichteten Versenkungen jüngerer Schichten, besonders solchen von Tertiär, unterbrochen werden, liegen abgesunken gegen den das Gebirge nach Nordosten streckenweise begrenzenden Bergzug der Ahlsburg, und dieser ist wieder, wie Bohrungen ergeben haben, auf das nördlich folgende Einbeck-Markoldendorfer Becken überschoben. Dieses Becken umgrenzen nach Norden die im großen und ganzen sattelförmig angeordneten, dabei vielfach durch Längs- und Querbrüche gestörten Buntsandsteinschichten des Elfaß. Die nordwestliche Fortsetzung dieses Sattels liegt im Homburgwalde und Vogler, wobei Elfaß und Homburgwald durch die Tertiärversenkung von Lenne, Homburgwald und Vogler durch die Bausandsteinversenkung des „Odfeldes“ getrennt sind. Es hängt aber das Odfeld nach Süden ohne Störung mit dem Solling zusammen und ist gewissermaßen dessen nördlichster Zipfel, und Vogler und Homburgwald erscheinen als Horste oder aufgepreßte Gebirgskerne gegenüber dem Solling.

Nord-südliche (rheinische) und nordwest-südöstliche (hercynische) Brüche von z. T. sehr erheblicher Sprunghöhe sind in großer Zahl vorhanden und trennen die Hebungsgebiete und Senkungsfelder, wie in der beigegebenen „Strukturkarte“ des Sollings in vorzüglicher Weise zum Ausdrucke kommt. Dabei ist, wie Ref. für weiter westlich liegende Gebiete gezeigt hatte, auch im Sollinggebiete eine grundsätzliche Altersverschiedenheit der Bruchsysteme der beiden Richtungen nicht erkennbar, vielmehr biegen Störungen und Versenkungen der einen Richtung in die andere ein, und z. B. ist nach Verf. die Entstehung des Leinetalgrabens zwischen Northeim und Göttingen gleichzeitig mit dem hercynisch gerichteten Einbruche des Einbeck-Markoldendorfer Beckens erfolgt. Verf. wendet sich sodann nachdrücklich gegen die bisher vielfach noch herrschende Ansicht von dem ausschließlich jungmiocänen Alter der tektonischen Vorgänge in Südhannover und zeigt an einer Reihe von Beispielen in ausführlicher Weise, daß ein mindestens zweimaliger Dislokationsprozeß stattgefunden hat. Dabei ist der Gebirgsbau des Gesamtgebietes in seiner Grundphysiognomie das Ergebnis präoligocäner Dislokationsvorgänge, und die jungtertiäre Gebirgsbildung hat sich auf mehr lokale Grabeneinbrüche, die zum großen Teile bereits vorhandenen Spalten der älteren Phase folgen, beschränkt. Präoligocänen Alters ist z. B. auch der Einbruch des Markoldendorfer Beckens und damit wahrscheinlich auch die erste Anlage des Leinetalgrabens. Da im Sollinggebiete Kreideschichten fehlen, so muß sich Verf. damit begnügen, die ältere Störungsphase als „voroligocän“ zu bezeichnen, und läßt es mit Recht dahingestellt, ob sie nun alttertiär, wie die Aufrichtung des Osnings, jungcretaceisch, wie gewisse Störungen im Hannoverschen, oder vorcretaceisch (jungjurassisch), wie die Mehrzahl der Dislokationen des Egge-Gebirges und nach v. Koenen solche im Gebiete des Sackwaldes bei Alfeld, ist.

Zusammenfassende Ausführungen über die Strandverschiebungen der Tertiärzeit beschließen die interessante Arbeit. Verf. nimmt für Südhannover, wie Blanckenhorn für die Gegend von Cassel, am Ende des Mitteloligocäns eine kurze Festlandsperiode an, während deren ältere Tertiärbildungen der Denudation anheimfielen, so daß Oberoligocän vielerorts über Trias transgrediert. **Stille.**

E. Kaiser und L. Siegert: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1905. **26**. 353—369.)

Die Verf. haben festgestellt, daß entgegen den älteren Anschauungen am westlichen Harzrande sowohl Konglomerate des Rotliegenden, als auch solche des Zechsteins auftreten. Die Rotliegendschichten, über die eingehende Profile mitgeteilt werden, überdecken in rund 15 m Mächtigkeit bei flachem westlichen Fallen die steilaufgerichteten Carbonschichten; das Zechsteinkonglomerat ist von den Rotliegendkonglomeraten durch stark vorwaltendes kalkiges Bindemittel unterschieden.

Schon v. Koenen hat gezeigt, daß sich am westlichen Harzrande eine Grabenversenkung süd-nördlicher Richtung hinzieht und daß ferner die nordwestlich gerichteten Brüche der Trias des westlichen Harzvorlandes in der direkten Fortsetzung der Oberharzer Gangspalten liegen. Dieser grabenartige N.-S.-Einbruch, dem jüngere Gebirgsschichten ihre Erhaltung am Westrande des Harzes verdanken, wird eingehend geschildert und nach Süden bis weit in das Eichsfeld hinein verfolgt. Plötzliche Verbreiterungen und Verschmälerungen hängen mit nordwestlichen Brüchen zusammen, die den Grabenzug durchsetzen, so eine Verschmälerung bei Seesen mit der schon durch v. Koenen erkannten Fortsetzung des Oberharzer „Spiegeltaler Gangzuges“. Auch sonst werden die Grenzlinien des Grabens vielfach und in mannigfaltiger Weise durch Sprünge in hercynischer Richtung ausgelenkt. Der Graben ist in sich weitgehendst zerrüttet, und zwar wiederum vorwiegend durch rheinische und hercynische Brüche. In den meisten Fällen ist ein scharfes Abschneiden von Störungen der einen Richtung an solchen der anderen nicht zu erkennen und der Beweis, welches System das ältere ist, nicht mit Sicherheit zu erbringen. Ebenso muß fraglich bleiben, ob nicht etliche der hercynischen Störungen im Harze selbst bereits eine ältere, und zwar vormesozoische, Phase haben. Nur an wenigen Stellen geht die Erzführung des Oberharzes auch in den Zechstein hinein.

Die Barytführung am Rösteberg bei Grund ist nicht nur an hercynische, sondern auch an süd-nördliche Störungen gebunden. Mit Everding halten die Verf. das dortige Baryt- und Erzvorkommen für metasomatisch. Die tektonischen Verhältnisse werden an der Hand einer Skizze großen Maßstabes erläutert. **Stille.**

E. Harbort: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim—Isterberger Sattels. (v. Koenen-Festschrift. 1907. 471—515. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig.)

Bohrungen bei Bentheim haben sehr wertvolle Aufschlüsse über die Entwicklung der mesozoischen Formation in diesem Gebiete erbracht. Für das Neocom wird folgende Gliederung gegeben:

Barrêmien: Tone in der Muldenlinie der Bentheim—Ochtruper Neocommulde.

Hauterivien:
- Oberes: Tone im Hangenden des Gildehäuser Sandsteins mit *Crioceras capricornu* Roem.
- Unteres: Gildehäuser Sandstein mit *Hoplites noricus* A. Roem.

Valanginien:
- Oberes: Tone zwischen Bentheimer und Gildehäuser Höhenzug.
- Unteres:
  - Oberes: Bentheimer und Isterberger Sandstein (Zone des *Polyptichites Keyserlingi*).
  - Unteres: Tone mit *P. diplotomus, Oxynoticeras Marcoui, O. heteropleurum.*

Der Übergang des marinen Neocom zum limnischen Wealden erfolgt, wie bei Gronau (G. Müller), Borgloh—Ösede (Gagel), Bückeburg (Harbort) usw. ganz allmählich, und z. B. finden sich Cyrenen und Oxynoticeraten in derselben Schicht. Dem in rund 400 m Mächtigkeit in der Hauptsache aus Tonen und Kalken bestehenden Wealden fehlt ein mächtigerer Wealdensandstein; Kohlenflöze sind westlich der Ems im Wealden nicht mehr vorhanden. Unter dem Wealden folgt ein etwa 190 m mächtiger Anhydrit- und Steinsalzhorizont, der nach Verf. den gesamten oberen Jura vertreten soll. Unter diesem liegen ca. 200 m mächtige Tone, die im tiefsten Teile Formen des unteren Lias führen. Das Profil ist zweifellos sehr lückenhaft, dazu liegen aus entscheidenden Partien nur Meißelproben vor, und Ref. steht der Vertretung des gesamten weißen Jura oder gar, wie Verf. auf p. 102 sagt, der Vertretung des weißen und braunen Jura durch die Fazies der „Münder Mergel“ skeptisch gegenüber. Auch darin möchte Ref. nicht zustimmen, daß mit der Konkordanz zwischen Wealden und oberem Jura bei Bentheim die gesamte Transgression des Wealden westlich der Ems, die G. Müller angenommen hatte, zweifelhaft wird (Harbort, p. 500). Konkordanz des Wealden bei Bentheim und Diskordanz desselben weiter südlich und südwestlich schließen einander ebensowenig aus, wie Konkordanz des Neocoms am Osning und Diskordanz desselben am Egge-Gebirge. *Avicula contorta* des Rhät und *Schlotheimia angulata* des Lias wurden in einer der Bohrungen in ein und derselben Schicht gefunden, was nach Verf. „die Berechtigung der von den französischen Autoren vorgenommenen Zuteilung des Rhétien zum Lias als ‚Couches Infraliasiques‘ bestätigt“; Ref. sieht darin nur den Ausdruck einer lokal geringen Sedimentation zur Zeit des ältesten Lias.

Der Muschelkalk läßt nach Verf. nicht mehr die normale deutsche Gliederung erkennen, die z. B. noch bei Osnabrück vorhanden ist, und besteht aus Kalken, Dolomiten, Tonen und Anhydriten. Der obere Buntsandstein ist 379 m mächtig und enthält eine nahezu 100 m dicke Anhydrit- und Steinsalzzone; der mittlere Buntsandstein hat eine Mächtigkeit von nur 80 m. **Stille.**

O. Ampferer: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1902. No. 6. 170—180.)

—: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. **55**. Heft 3, 4. 451—563.)

Die Schichtenfolge ist ungefähr die gleiche wie im Karwendelgebirge (vergl. das Ref. auf p. -412- über die Neuaufnahme des Karwendel). Den Hauptraum in der Beschreibung nimmt die Lokaltektonik ein, so daß es nicht leicht ist, sich nach dieser Studie ohne geologische Karte eine Vorstellung von der regionalen Tektonik zu machen. „Das Mieminger Gebirge besteht aus drei untereinander parallel liegenden Faltenwogen, die gegen Norden immer größere Dimensionen annehmen. In allen dreien sind die aufragenden Gewölbe diejenigen Stellen, die die größten Veränderungen erlitten haben, während die Mulden nur unbedeutende Störungen zeigen, selbst wenn sie sehr hoch gehoben sind. Das südlichste Gewölbe ist schräg an der Inntalzone abgeschnitten, das Gewölbe des Mieminger Hauptkammes stellt einen gegen Osten spitzen Gewölbekeil dar, dessen First ebenso keilförmig eingesunken ist. An der Einsenkung des Ehrwalder Einbruches findet das Wettersteingebirge und der ganze nördliche Teil des Mieminger Gewölbes ein Ende. Bis aufs Mariabergjoch greifen die Spuren dieser Einsenkung, nur der Südflügel des großen Mieminger Gewölbes setzt sich noch weit darüber gegen Westen fort."

Im Seefelder Gebirge finden sich sämtliche Strukturlinien des angrenzenden Karwendel, die Hinterautalmulde, den Gleierschkamm usw. Das Seefelder Gebirge bildet die östliche Hälfte der Einsenkung zwischen Karwendel und Mieminger, die westliche ist die Hochfläche von Leutasch-Seefeld, in welchem man sämtliche tektonischen Elemente des Seefelder Gebirges wiedertrifft.

„Der Westrand des Mieminger und Wettersteingebirges ist ein Bruchrand, der jedoch durch nachfolgende Faltung bedeutend umgestaltet worden ist. Hier stößt das ältere Triasgebirge mit den Lechtaler Alpen zusammen, die von Hauptdolomit und jüngeren Schichten erbaut werden. Der Zug der Heiterwand, die nördlich eingesenkte junge Schichtzone, die Kreidemulde des Bichlbacher Tales und das Hauptdolomitvorgebirge im Norden stellen gleichsam verbindende Brücken zwischen den beiden großen Bergländern dar. Die Einsenkung der jungen Schichtzone im Norden von Heiterwand und Wanneck greift auch noch westlich ins Mieminger Gebirge hinein. Die eingebrochenen Schollen zwischen den Gewölbeschenkeln

gehören ihr als Fortsetzung an. Die Bichlbacher Mulde ist die westliche Fortsetzung der Zone junger Schichten an der Südseite des Wettersteines. Während die beiden nördlichen Verbindungsstücke Fortsetzungen der Lechtaler Alpen gegen Osten bedeuten, schiebt mit dem Zuge der Heiterwand das Mieminger Gebirge einen Arm in die Lechtaler Alpen hinein. Beide Bergländer sind so wechselseitig förmlich ineinander verzahnt. Hier kann es sich nicht um die Auflagerung einer gewaltigen Deckscholle handeln, da beide Bergländer gleichlaufend gefaltet sind. Nimmt man aber an, daß die Faltung erst nach der Überschiebung eingetreten ist, so bleibt es unverständlich, warum die Überschiebungsdecke (das ältere Triasgebirge) zu den eingeschlossenen Streifen jüngerer Schichten nicht in einfacher Muldenbeziehung steht.

Die Gebiete der vorherrschend älteren Trias stellen gegenüber den angrenzenden Lechtaler Alpen ebenso wie gegen die Zonen der jungen Schichten in ihrem Innern Hebungsbereiche vor, welche von der Erosion in ihrem Schichtbesitze stark verarmt wurden. Eine so ziemlich gleichmäßige Erniedrigung der Schichtdecke ist aber nur bei flacher Lagerung erklärbar.

Später wurde das ganze Gebiet gleichmäßig von der Faltung beherrscht. Die Zonen der eingesenkten jungen Schichten wurden dabei nach ihrer Höhenlage teils überschoben, teils mitgefaltet.

So ist die enge Verknüpfung der Tektonik der jungen Schichtzonen mit jener der Triasränder leicht verständlich."

Den Glazialablagerungen hat der Autor große Aufmerksamkeit geschenkt und konnte u. a. nachweisen, daß vom Grunde des Inntalgletschers große Mengen von Grundmoräne vorwärts bewegt wurden und an besonders geschützten Stellen, wie im Eppzirler Tal, zur Ablagerung kamen.

Welter.

O. Ampferer: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1902. No. 10. 274—277.)

—: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 53. Heft 2. 169—252.)

Die Schichtenfolge im untersuchten Gebiete ist folgende: Werfener Schichten-Buntsandstein, Reichenhaller Schichten, Muschelkalk-Partnach-Wetterstein-Schichten, Raibler, Hauptdolomit-Plattenkalk, Kössener Schichten, Lias, Jura, Neocom.

Die Reichenhaller Schichten ließen sich nach dem Vorgang von Bittner als unterste Muschelkalkhorizonte ausscheiden. Es sind dunkle, blauschwarze, plattige Kalke mit *Myophoria costata* und *Natica stanensis*. Die nun folgende Gesteinsserie bis unter die Raibler Schichten hat Rothpletz in einen Gastropoden-, Brachiopoden- und Ammonitenhorizont geteilt, eine Gliederung, die Verf. nicht durchführbar fand. Das Karwendel ist ein Faltengebirge von O.—W. streichend, dessen Sättel häufig überkippte und überschobene Nordflügel bilden.

Der südlichste Kamm der Inntalkette besteht aus steilgestellten Schichten, die z. T. überkippt stehen; der Kamm von Gloierstal zum Vompertal ist bereits auf große Strecken überschoben, ebenso wie der nördlich auf ihn folgende Sunliger Grat. Am prächtigsten sind die Überschiebungsphänomene im Hinterautal zu sehen, der in seiner ganzen Streichrichtung von Schwaz bis zum Scharnitzer Paß um 4 km auf das nördliche Gebirge vorgeschoben ist, zumeist liegt der Muschelkalk auf zerknitterten Juraschichten. Der Karwendelkamm besteht aus drei Schollen, die schuppenartig aufeinander gedrängt sind. „Während im östlichen Teile des Gebirges sehr mächtige, von der Hauptplatte abgetrennte Schollen vorherrschen, drängt im westlichen diese letztere selbst weit nach Norden vor, wobei sie sich in mehrere Schuppen zerspaltet. Im Westen des Bärenalpsattels legen sich ihre Schichtmassen auf die Köpfe der überwältigten Schichtzüge und bleiben daselbst in dieser Lage bis zum Westabbruch des Karwendelkammes.“ In dem Untersuchungsgebiet hat Verf. keine sicheren Beweise dafür gefunden, daß das ganze triadische Hochgebirge auf einem Sockel jüngerer Schichten aufruhe; Verf. hofft später auf diese Fragen in dazu günstigeren Gebieten zurückkommen zu können. Die Arbeit ist mit zahlreichen Detailprofilen, einer Profilserie und einem tektonischen Schema ausgestattet. Den glazialen Ablagerungen ist eine weitgehende Beachtung geschenkt. Bis zu 1900 m und 1980 m wurde kristallines erratisches Material beobachtet. **Welter.**

O. Ampferer: Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1905. No. 5. 119—125.)

In diesem Gebiet sind lange schmale Streifen scharf abgegliedert und bestehen aus Plattenkalk, Kössenern, Lias-, Hornstein- und Aptychenkalken und Neocom inmitten älterer Trias. Verf. bespricht die hier vorliegenden Möglichkeiten. Diese jüngeren Schichten könnten in einem Fjord eingelagert, eingebrochen oder aber das Fenster einer mächtigen Überschiebung sein. Verf. entscheidet sich für Einbruch schmaler Gräben nach Schluß des Neocoms, vielleicht auch schon etwas früher. Er findet Analogien zu diesen Problemen an der Grenze zwischen Zentral- und Nordalpen, wo er entlang dem Rande des Urgebirges eine lange Einbruchzone ausscheidet, welche die eigentliche Abgrenzung bedeutet. „Die im Streichen und der steilen Stellung ausgedrückte Anpassung zeigt uns an, daß auch diese Zone nachträglich heftigen seitlichen Druckwirkungen ausgesetzt war.“ **Welter.**

Redlich: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. **55**. Heft 2. 327—349.)

Nordöstlich von Klagenfurt liegt auf einer archäisch-paläozoischen Unterlage eine isolierte Scholle mesozoisch-känozoischer Gesteine. Ihre

Schichtenfolge ist von unten nach oben: Perm als Grödener Sandstein, Trias mit Werfener, Gutensteiner, Wengener Schichten, Plattenkalke, Raibler, *Cardita*-Schichten und Hauptdolomit, darüber liegt diskordant die Kreide, aus Strandbildungen des Senons bestehend. Verf. konnte zu unterst Mergel und Sandsteine ausscheiden, darüber Hippuritenkalke mit *Pachydiscus neubergicus* H. und reicher Fauna. Darüber liegt in zwei getrennten Becken diskordant das Eocän größtenteils auf der Kreide und nur nach Norden über die paläozoischen Schiefer transgredierend. Die Sedimente bilden eine große Synklinale in einem sehr alten paläozoischen Senkungsgebiet, die durch eine Reihe paralleler Verwerfungen kompliziert wird. Besonderen Wert erhält die Arbeit durch eine übersichtliche bunte Karte mehrerer Profile. **Welter.**

Franz Toula: Geologische Exkursionen im Gebiet des Liesing und Mödlingbaches. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. **55.** Heft 2. 243—327.)

Zahlreiche unzusammenhängende Detailbeobachtungen und viele Lokalprofile aus der Umgebung von Wien. **Welter.**

Fugger: Die Gaisberggruppe. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906. **56.** Heft 2. 213, 258.)

In dem untersuchten Gebiet sind folgende Horizonte nachgewiesen: Hauptdolomit, rhätische Kalke, Kössener Schichten, Lias, Fleckenmergel mit Fucoiden, Hornsteinkalke, rote Adneter Kalke. Darüber liegen dem Oberjura angehörige Hornsteinkalke mit Aptychen. Die Kreide ist vertreten durch Oberalmer Schichten und Gosaukonglomerate. In der südlichen Hälfte der Gebiete fallen die normal aufeinanderliegenden Sedimente flach nach W. Nur untergeordnet macht es sich an der Mairhofbergseite nach NO. bemerkbar. **Welter.**

Fugger: Blünbachtal. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907. Heft 1, 2. 91—115.)

Verf. unterscheidet in diesem Gebiet: Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk, Ramsaudolomit, Wettersteindolomit und Reiflinger Kalke, Raibler Schiefer überlagert von Raibler Dolomit, Dachsteinkalk mit Einlagerungen von Hallstätter Kalk und roten Liaskalk in Hierlatzfazies. Die Lagerungsverhältnisse des Blühneckzuges sind sehr kompliziert, Verf. konstatierte zahlreiche Störungen, die leider in einem Profil nicht veranschaulicht werden. Vom Sack- und Hundsgraben westwärts zieht durch den Talboden eine normale Antiklinale. **Welter.**

Fugger: Die Salzburger Ebene und der Untersberg. (Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1907. 57. Heft 3. 455—529.)

Verf. gibt zuerst eine eingehende Schilderung der einzelnen hervorragenden Berge und Berggruppen, die für eine Exkursionsführung von besonderem Werte sein dürfte. Der zusammenfassende stratigraphische Teil bringt die anscheinend sehr vollständigen Fossillisten der einzelnen Horizonte; es sind dies Werfener Schiefer, Muschelkalk, Ramsaudolomit, *Cardita*-Schichten, Hallstätter Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, rhätischer Kalk, Lias in Hierlatzfazies, Tithon des Unterberges, Neocom als Schrammbachschichten, Roßfeldkalke, Roßfeldmergel, Gosaukonglomerate und Rudistenkalke, Nummulitenschichten. Der Abschnitt über die Tektonik ist nur $\frac{1}{2}$ Seite lang und dürfte jedenfalls nicht erschöpfend sein. Verf. führt einen Querbruch an, der vom Koppengraben durch das große Brunntal zieht. Bei Maria Gern ist der Ramsaudolomit über die tiefsten Neocomschichten geschoben. Das Gerntal entspricht in seiner Längsrichtung einer Verwerfung, die die ältere Überschiebung durchsetzt. Profile, die diese interessanten tektonischen Verhältnisse zur Darstellung brächten, sind nicht beigegeben. **Welter.**

Ohnesorge: Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. No. 17, 18. 373—376.)

Verf. hat drei alterssichere Horizonte am Kitzbühler Horn nachweisen können. Devon in hellgrauen, weißen, crinoidenführenden, dolomitischen Kalken mit *Cyatophyllum*. Oberes Obersilur als dunkel-, hell- und pfirsichblütenroter Orthocerenkalk. Unteres Obersilur als körnige Kalke mit Brachiopoden und Trilobiten. Die Altersbestimmung gründet Verf. weniger auf eine Speziesbestimmung der schlecht erhaltenen Fossilien als auf einen petrographischen Vergleich sicherer Horizonte der Karnischen Alpen. Die Unterlage dieser sicheren Kalke und Dolomite bilden Grauwackenschiefer, Sericitgrauwacke und ein Komplex von verschiedenen Schiefern mit Serpentinadern, Diabasen und Lagern körniger Eisendolomite.

Welter.

E. Kittl: Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1904. Heft 7. 185—192.)

Verf. hat anläßlich des projektierten Tunnels der Wiener Wasserleitung durch den Tremel eine geologische Kartenskizze der Umgebung publiziert, auf der Reiflinger Kalk, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalkdolomit und Dachsteinkalk ausgeschieden ist. Am Bodingbach bilden die Lunzer Schichten einen Sattel, im Norden bei Zweisel einen zweiten, am Grabberge erleidet ihr Hangendes eine Umbiegung, so daß eine umgekehrte Schichtfolge konstatiert werden konnte. Ein oder zwei Brüche begleiten diese Einfaltung. **Welter.**

Bittner: Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1900. **50**. Heft 1. 51—59.)

Verf. wendet sich gegen die Theorie von der Entstehung des Flysches von Th. Fuchs, die besagt, daß der Flysch ein Produkt eruptiver Vorgänge sei, deren Analogon man in den heutigen Schlammvulkanen erblicken könnte. Verf. wendet sich ferner gegen die nicht exakte Auslegung flyschartig ausgebildeter Gosaukreide durch Fuchs und deren tektonische Konsequenzen. **Welter.**

G. Geier: Umgebung von Hollenstein. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. **53**. Heft 3. 423—443.)

Die Schichtenfolge besteht von unten nach oben aus: Werfener Schichten, Muschelkalk (Gutensteiner und Reiflinger Kalk), Wettersteinkalk, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, rhätischen Korallenkalken und Kössener Mergeln. Plattige Kalke mit Spongiennadeln repräsentieren die Spongienfazies des Lias, plattige bunte Kalke mit handbreiten Hornsteinbänken den Oberjura. Das Neocom wird z. T. durch dichte, graue Kalkschiefer mit Aptychen und durch tonige Mergelschiefer, die sogen. Roßfeldschichten, gebildet.

Die Tektonik wird durch eine schwarze Karte 1 : 40000 und drei Profile erörtert. Der Autor konnte zwei Längsstörungen mit südlich sich neigenden Verwurfsflächen feststellen. Die Faltung, deren Richtung nach NW. nachgewiesen wird, hat dem Gebiet eine charakteristische Struktur aufgeprägt, die in lokalen Überschiebungen besteht. **Welter.**

G. Geier: Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1901. No. 16. 338—358.)

Die Schichtenfolge dieses Gebietes ist von unten nach oben: Untercarbon, fossilleer, Grödener Sandstein, Werfener Schichten mit *Myacites fassaensis*, Gutensteiner Kalk, Wettersteindolomit, *Cardita*-Schichten, Hauptdolomit, alte Breccie. Das Bleiberger Tal ist eine Synklinale, die von einem Bruch, dem Bleiberger Bruch, geschnitten wird. Der Nordflügel der Mulde ist tiefer gesunken wie der südlichere. Im Westen erreicht die Sprunghöhe ihr größtes Ausmaß und nimmt langsam nach Osten ab, bis zum Heiligengeist, wo ein Ausgleich erfolgt und eine kaum gestörte Mulde zu erkennen ist. Eine Karte 1 : 85000 und drei Profile erläutern die Tektonik. **Welter.**

Kossmat: Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906. **56**. Heft 2. 259—276.)

Das ältere Paläozoicum besteht aus Tonschiefern, Sericitschiefern, Quarziten, Diabasmandelsteinen, Bänderkalken mit Crinoidendachschiefern.

Das Carbon aus dunklen Tonschiefern mit *Productus cora*. Das Perm transgrediert und besteht aus fossilleeren roten Sandsteinen und Quarzkonglomeraten. Zwischen Grödener Sandsteinen und Werfenern entdeckte Verf. *Bellerophon*-Kalk mit *Diplopora bellerophontis*. Die Trias ist vertreten durch Werfener Schichten, die Dolomite und Breccien des Muschelkalkes, die Wengener Tuffe, die Cassianer Kalke, durch Hauptdolomit, Raibler Schichten und durch die Dachsteinkalke. Rhät, fossilführendes, ist nicht beobachtet. Jura in Hierlatzfazies ist spärlich entwickelt, ebenso wie die Kreidekalkentwicklung des Karstes nur in einem kleinen Ausläufer in das untersuchte Gebiet hereinreicht. Eine neue Transgression beginnt mit dem Mitteloligocän. Die Tektonik ist sehr kompliziert. Lokale Phänomene verursachten den Übergang einer einfachen Antiklinale in eine bedeutende Überschiebung. Die als Faziesgrenze wichtige Kirchheimer Bruchlinie, die gleichfalls durch Überschiebungen nach Süden ausgezeichnet ist, setzt sich bis in das Isonzotal fort, wo sie mit der von SO. heraufkommenden Störungszone von Idria verschmilzt. Verf. konnte die Ansicht Bittner's bestätigen, daß die Grundgebirgsränder zum größten Teil mit Längsbruchlinien zusammenfielen uud daß nach Ablagerung des Tertiärs die Gebirgsbewegungen fortdauerten. Im Schluß tritt Verf. der Termier-schen Auffassung entgegen, und verwendet insbesondere die Schlüsse, die Grossouvre aus dem Studium der Gosauablagerungen gezogen hat, als beweisend für die Nichtanwendbarkeit der Deckentheorie für die Ostalpen.

Welter.

Fugger: Die Gruppe des Gollinger schwarzen Berges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. **55**. Heft 2. 89—217.)

Die Schichtfolge ist nach dem Verf. folgende: Untere Trias als Werfener Schichten; die anisische Stufe beginnt mit Muschelkalk, fossilfrei, und schließt mit Ramsaudolomit. Die obere Trias besteht aus *Cardita*-Schichten, Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Kössener Mergeln. Darüber lagert Lias in Hierlatzfazies, dann folgen jurassische Hornsteinschichten und Oberalmer Kalke mit Aptychen. Das Neocom ist vertreten durch Schrambach- und Roßfeldschichten.

Das untersuchte Gebiet ist von der nördlich vorliegenden Tanglgruppe durch eine Bruchlinie getrennt, die von O. nach W. verläuft und die südlich fallenden *Lithodendron*-Kalke scharf von den Neocomkalken der Tauglgruppe abschneidet. Auch am Nordfuße des Tännengebirges zieht sich eine Bruchlinie hin, südlich welcher die Dachsteinkalke des Tännengebirges außerordentlich gleichmäßig und regelmäßig nach N. fallen. An der Westseite des schwarzen Berges hat Verf. ebenfalls einen Querbruch konstatiert. „Außerdem sind zahlreiche Dislokationen vorhanden, welche mit dem Aufblähen und Empordringen des Gipsgebirges der Werfener Schiefer in Zusammenhang stehen. Auch das Vorkommen von Eruptivgesteinen (Melaphyr) ist von Interesse für die vorhandenen Störungen.“ **Welter.**

V. Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges. II. Tektonik des Tatragebirges. III. Geologische Geschichte des Tatragebirges. IV. Beiträge zur Oberflächengeologie. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. **68**. 1—88. 1 geol. Karte. 10 Taf. 1900.)

Über den I. Teil dieses Werkes ist in dies. Jahrb. 1899. II. -107- referiert. Eine eingehende Berichterstattung über das in der vorliegenden Fortsetzung mitgeteilte, ungemein reiche Material der Einzelbeobachtungen würde im Rahmen eines Referates nicht möglich sein. Wegen der allgemeinen Resultate aber möchten wir auf Koken's Referat über „Bau und Bild der Karpathen" desselben Verf.'s verweisen, das inzwischen in dies. Jahrb. 1906. II. -395- erschienen ist. Wir können das um so eher tun, als später noch über eine weitere Schrift Uhlig's zu referieren sein wird, die z. T. neue Auffassungen bringt. Was wir an der vorliegenden Abhandlung noch besonders hervorheben möchten, ist die ihr beigegebene prachtvolle geologische Karte der Tatra, die für die ganze neuere Karpathengeologie als Ausgangspunkt gedient hat und als Grundlage für jede weitere Diskussion unentbehrlich ist. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. (C. R. Ac. des Sc. **135**. 872—874. 1902.)

Der Umstand, daß die Karpathen ebenso wie die Alpen ihr Vorland überfluten, legt die Frage nahe, ob nicht auch in diesem Gebirge gegen außen gerichtete, große liegende Falten vorhanden sind. V. Uhlig ist zwar zu der Auffassung gelangt, daß die vier Falten der Tatra gegen Süden gerichtet sind. Aber es läßt sich zeigen, daß die drei nördlichen Antiklinalen (deren zwei nördliche die subtatrische, deren südlichste die hochtatrische Zone bilden) die tauchenden Sättel großer, nach Norden gerichteter Falten sind. Nach Süden geschlossene Stirnscharniere sieht man nirgends; im Gegenteil, wo Scharniere erhalten sind, deuten sie regelmäßig auf eine nach Norden gerichtete Bewegung. Entscheidend ist das im Tal von Sucka-Woda aufgeschlossene Profil im hochtatrischen Gebiet. Man beobachtet hier einen Antiklinalkern aus Gneis und Granit, der auf Jurakalk aufruht, und dieser Jurakalk wölbt sich im Norden vollständig antiklinal um den Granit- und Gneiskern herum. Die ganze hochtatrische Zone wird von einer aus Süden kommenden liegenden Falte gebildet. Die kleinen Granit- und Triasmassen der Gegend des Malolaczniak sind Deckschollen. Da die hochtatrische Zone schwimmt und unter die subtatrische untertaucht, so muß diese die tauchenden Stirnfalten einer zweiten, höheren, ebenfalls von Süden stammenden Decke darstellen. Es verhält sich also der Nordrand der Tatra wie der Nordrand der Alpen. — In bezug auf die tektonische Natur der vierten Antiklinale und ihrer

südlichen Begrenzungslinie muß das Urteil einstweilen noch ausgesetzt werden.

[Über Uhlig's Erwiderung ist referiert in dies. Jahrb. 1905. I. -448-. Vergl. ferner das folgende Referat. Ref.] **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. (Bull. de la Soc. vaud. des Sc. nat. 39. 146 ff. und Bull. des Laborat. de Géol., Géogr. phys., Min. und Pal. de l'université de Lausanne (Suisse). No. 4. 51 p. 1903.)

Lugeon will in der vorliegenden Arbeit nachweisen, daß der Aufbau aus großen, liegenden, über ihr Vorland hinübertretenden Falten nicht nur den Alpen, sondern auch den Karpathen, und zwar im Speziellen der hohen Tatra eigentümlich ist. Da er selbst nie in den Karpathen gewesen ist, so stützt er sich dabei auf die klassischen Arbeiten V. Uhlig's, deren Resultate nur eine Umdeutung zu erfahren brauchen.

I. Suess hat im „Antlitz der Erde" gezeigt, wie die Karpathen über ihr Vorland hinübertreten. Gleiches Verhalten zeigen Alpen und Pyrenäen. Es liegt nahe, zu vermuten, daß der Deckenbau der letztgenannten beiden Gebirge sich auch in jenem findet.

II. Die Hohe Tatra ist im Norden, Osten und Süden von Flysch umgeben, sie liegt im Zentrum des nach Norden konvexen Bogens der berühmten Klippen. Es liegt darin eine gewisse Analogie zu dem Auftreten der Chablais-Breccie innerhalb der bogenförmigen Zone der äußeren und mittleren Voralpen.

Die Hohe Tatra zerfällt in drei natürliche Gebiete, die subtatrische Zone im Norden, die hochtatrische in der Mitte, die Zone der kristallinen Gesteine im Süden. Die subtatrische und die hochtatrische Zone zeigen bedeutende fazielle Unterschiede. Die drei Zonen sind in mechanischem Kontakt. Immer ruht die nördlichere auf der südlicheren. Die Schichten fallen im allgemeinen nach Norden. Nach V. Uhlig kann man außer der zentralen kristallinen Achse vier Syn- und drei Antiklinalen unterscheiden. Die Falten wären südwärts gerichtet.

III. Schon die Betrachtung des westlichen Teils der hochtatrischen Zone lehrt aber, daß hier mehrere für Deckenbau charakteristische Erscheinungen existieren, so z. B. das plötzliche Aussetzen der Grestener Schichten zwischen dem Giewont und dem Kopa Magory, das Auftreten kleiner Inseln von kristallinem Gestein in den Czerwony wierch und am Malolaczniak mitten auf Jura. Ferner deuten die Scharniere, — wo solche sichtbar, nicht rekonstruiert — einen Schub nach Norden an. Das Profil des Suchawodatales zeigt den aus Gneis und Granit bestehenden Kern einer nach Norden tauchenden Antiklinale. Er ruht auf Jurakalk und dieser steigt am Kopa Magory empor und wölbt sich zurück auf den granitischen Kern. Trias und Perm liegen dazwischen. Eine ganz entsprechende Lage hat die Kalkmasse des Giewont. Sie muß sich

als verkehrter Mittelschenkel der großen liegenden Falte unter dem Gneis und Granit der Kondraczka fortsetzen: daß dieser Jurakalk seinerseits auf oberer Kreide liegt, zeigt das Koscialiskotal und noch schöner das Fenster eines kleinen Tälchens südwestlich des Giewont. Die Überschiebungsfläche liegt nicht zwischen Gneis und Jura, sondern tiefer. Der untere der beiden Jurazüge auf der Ostseite des Pisanatalkessels mag wurzeln; aber verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, daß auch die Unterlage der hochtatrischen Decke bewegt ist. Westlich des Czerwony wierch bildet die hochtatrische Decke nur noch eine Schuppe und verschwindet endlich, gänzlich ausgedünnt, unter der subtratischen Schubmasse. Sie verschwindet übrigens auch infolge des Ansteigens ihrer Achse gegen Westen als Opfer der Erosion. Wo die Achse sich senkt, erscheint die Decke wieder, nämlich am Westrand des Zentralmassivs der Hohen Tatra, in Form eines Jurakalkzuges in hochtatrischer Fazies.

IV. Auf der Westseite des Suchawodatales wird der kristalline Kern der hochtatrischen Decke vom Granit der Zentralzone durch Sedimente von geringer Mächtigkeit getrennt. Auf dem rechten Ufer fehlt die Decke, weil sie gegen Osten ansteigt und durch die Erosion zerstört ist. Erst östlich des Bialkatales erscheint sie im östlichen Teil der hochtatrischen Zone wieder. Am Zamky läßt sie sich noch beobachten; aber weiter östlich[1] ist sie bis auf geringe Spuren erodiert.

V. Die hochtatrische Decke taucht unter die subtatrische Zone. Diese kann also nicht wurzeln, sondern ist auch eine Decke. Beide verhalten sich etwa so zueinander wie die untere und die obere Glarner Decke [oder die oberen Glarner Decken, wie wir jetzt sagen können. Ref.]. Man kann in der subtatrischen Zone zwei Decken unterscheiden. (Möglicherweise sind es auch Verzweigungen einer Decke). Was Uhlig als zwei Antiklinalen und eine Synklinale bezeichnet hat, muß als zwei falsche Antiklinalen und eine falsche Synklinale bezeichnet werden. Südlich von Zakopane zeigt diese kopfüber gestellte Synklinale und die Stirn der oberen Decke starke Ausquetschungen. Letztere hört in ihrem weiteren Verlauf gegen Westen am Kruby teilweise auf, läßt sich aber noch bis nördlich des Kopka verfolgen und verschwindet, um noch einmal und zum letztenmal in der Gegend von Juvanova zu erscheinen. Die untere Decke dagegen reicht bis ans Westende der Tatra, freilich nicht, ohne vielfach die für Deckenbau charakteristischen Ausquetschungen zu zeigen. Daß auch im westlichen Sedimentgebiet der Tatra Schub nach Norden herrscht, erkennt man aus der Existenz eines im Norden geschlossenen antiklinalen Triaskeils. Was den östlichen Teil der subtatrischen Zone anbetrifft, so entwickelt sich die untere Decke zwischen Suchawoda- und Bialkatal sehr stark auf Kosten der oberen. Östlich der Bialka sind beide Decken gut ausgebildet. Bei Cervenc tritt dann die normale Synklinale der Holica mit ihrem nach Süden offenen Scharnier auf, die scheinbar der Lugeon'schen Auffassung widerspricht, in Wahrheit aber als eine Rückfalte, d. h.

[1] Nicht „vers l'ouest", wie Lugeon p. 27 schreibt. Ref.

in diesem Falle eine innerhalb einer in ihrer Bewegung aufgehaltenen Decke, der ein Ausweichen nach oben unmöglich ist, entstandenen Spezialfalte, aus deren Richtung auf die allgemeine Gebirgsbewegung nicht geschlossen werden kann. Östlich vom Javorinkatal bildet die untere Decke in normaler Schichtfolge von der Trias bis zum Eocän die Béler Kalkalpen, deren Kreide- und Juragesteine dann schräg vom Wurzelrande der oberen Decke überdeckt werden.

VI. Weder von der hoch- noch von den subtatrischen Decken kennt man die nördliche Endigung. Das Eocän der oberen subtatrischen Decke hat eine transgressive Lagerung; aber südlich von Zuberec in der westlichen Tatra ist das direkt auf Granit lagernde Eocän nichts anderes als die stark zusammengeschrumpfte untere subtatrische Decke. Voreocäne Krustenbewegungen haben sicher im tatrischen Gebiet stattgefunden; aber bedeutende Dislokationen haben sie nicht geschaffen. Dies zugestanden, muß man die liegenden Falten der nördlichen Tatra als posteocän, ja, als postoligocän, mit anderen Worten als gleichalterig mit denen der Alpen ansehen. Die Beziehung der Tatra zu den Flyschzonen ist nicht leicht zu deuten. Man kann das südliche kristalline Massiv als autochthon und im Süden als durch eine große Verwerfung abgeschnitten denken oder man kann annehmen, daß die im südlichen Flysch verstreuten Massen mit subtatrischer Fazies Reste der oberen Decken wären und daß auch das Zentralmassiv schwämme. Beide Hypothesen machen Schwierigkeiten. Der nördliche Flysch liegt bis an die Klippenzone hin horizontal und ist erst weiter nördlich gefaltet. Wenn man den Flysch nicht als jünger als die Faltung betrachten will, so kann man diese Verhältnisse nur verstehen, wenn man gleichzeitig das Auftreten der südlichen Klippenzone berücksichtigt. Diese können sehr wohl die Stirnfalten der subtatrischen Decken darstellen. In der randlichen Kette der Alpen findet man viele den karpathischen Klippen analoge Erscheinungen, so z. B. das Auftreten in isolierten Gruppen, das auf einer Längszerrung der bogenförmig vordringenden Kette beruht und sich bei der starken Krümmung der Klippenzone hier in höherem Maße als in der Schweizer frontalen Kette geltend macht. Die Stratigraphie gibt kein Mittel an die Hand, um die Frage zu entscheiden, ob die Klippen an die subtatrischen oder an andere Decken angeschlossen werden müssen. Immerhin zeigt die keineswegs zufällige Verteilung der Klippen mit verschiedener Ausbildung der Juraformation, daß die Klippen wahrscheinlich als Stirnfalten zu den Decken der Tatra gehören. Die Tertiärzone vor den Klippen ist gefaltet, weil sie der Stoß der Decken traf. Der Flysch im Süden ist ungefaltet, weil er von der Decke mitgeschleppt ist. —

Wir würden Lugeon's Arbeit nicht gerecht werden, wenn wir nicht auch die allgemeinen Auseinandersetzungen über die Deckenbildung und die Deckentektonik hervorhöben, die an verschiedenen Stellen eingeschaltet sind. **Otto Wilckens.**

W. M. Davis: An excursion to the plateau province of Utah and Arizona. (Bull. Mus. comp. zool. Harvard College. 42. [Geol. Series 6. No. 1.] 1903. 48 p. Mit 7 Taf.)

In dem von der Exkursion besuchten Gebiet liegen von unten nach oben

Graue Sandsteine (Aubrey group Moencopie),
Permische Tone (Shinarump),
Rote Triassandsteine (Kanab group),
Weiße Jurasandsteine (Colob group),
Eocäne Süßwasserabsätze (Paunsagunt group).

In der untersuchten Gegend streichen von Süd nach Nord mehrere große parallel laufende Bruchlinien, bis zu 150 Meilen lang verfolgbar. Es sind dies von West nach Ost der Grand Wash-Bruch, der Hurricane-Bruch, der Toroweap-Sevier-Bruch. Bei der letztgenannten Verwerfung wurde eine horizontale Basaltdecke über der Bruchlinie lagernd beobachtet und das Alter des Bruchs ins Alt-Tertiär (posteocän) gestellt. Die Canonerosion hat erst nach diesen Bewegungen eingesetzt.

Beim Studium des Hurricane-Bruchs ergab sich, daß nach dem Bruch eine Einebnung zur Peneplaine erfolgte, dann ein Basalterguß auf der Störungslinie stattfand, der sich stromartig über der Bruchlinie ausbreitete. Das augenblickliche Relief hat die postvulkanische Erosion geprägt, die auch die Canon ausgewaschen hat.

So sind also 2 posteocäne Zeiten lebhafter Erosionstätigkeit nachgewiesen. 1. Die Plateauzeit, welche die von den großen Verwerfungen geschaffene Plateaulandschaft einebnete, 2. die Canonzeit, die das heutige Relief schuf. Beide sind durch eine Periode vulkanischer Tätigkeit getrennt. Der Schluß ist dem Erosionsprofil im Coloradocanon und den zweifelhaften Tertiärablagerungen gewidmet. **Welter.**

Stratigraphie.

Permische Formation.

E. Zimmermann: Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1904. 56. Prot. 47—52.)

Der im Werragebiete und in Hessen auftretende „Werratypus“ der deutschen Zechsteinsalzlager ist durch das Vorhandensein von Plattendolomit und mehrerer, relativ geringmächtiger Kalilager gekennzeichnet. Der „Staßfurter Typus“, zu dem das ganze Magdeburg-Staßfurt-Halberstädter Becken, die Mansfelder Gegend, das Harzgebiet, Südhannover, Mecklenburg, Rüdersdorf und Sperenberg gehören, besitzt keinen Plattendolomit, hat nur einen einzigen, dafür um so mächtigeren Kalihorizont, der von einem dünnen (4—10 m) „Salzton“ und einem mächtigen (40 bis

50 m) „Hauptanhydrit“ bedeckt wird. Das schematische Normalprofil dieses Staßfurter Typus ist folgendes:

Hangendes: Unterer Buntsandstein.

1. Braunrote Bröckelletten mit Anhydritknollen (20—30 m), diese Schicht wird von anderen noch zum Buntsandstein gestellt („Bröckelschiefer“).
2. Anhydrit (0,3—3 m).
3. Jüngeres Steinsalz (50—200 m), regelmäßig mit einer Einlagerung von rotem Salzton und „pegmatitartigem“ Anhydrit.
4. Hauptanhydrit (40—90 m).
5. Grauer Salzton (4—10 m).
6. Kalisalzregion (30—40 m).
7. Älteres oder Hauptsteinsalzlager (100—900 m).
8. Anhydrite, Dolomite, Stinkschiefer mit ein oder zwei Steinsalzlagern von geringer Mächtigkeit (70—270 m).
9. Mergel und Kalk des unteren Zechsteins (4—10 m).
10. Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat (0,5—4 m).

Die Bedeutung des „Salztones“, der „Konservierungsschicht des Kalilagers“ als Leitschicht für das Kalilager ist seit langem erkannt. Ochsenius hatte eine subaerische Zuführung von Staubmaterial zur Erklärung des Salztones angenommen, wogegen Verf. nicht nur die große Gleichmäßigkeit und ununterbrochene Verbreitung der dünnen Leitschicht, sondern besonders auch das Auftreten mariner Versteinerungen (*Gervillia, Liebea?, Schizodus?*, Brachiopoden) bei Sperenberg, Querfurt usw. anführt. Auch Chondriten sind nicht selten, auf die vielleicht der Jodgehalt des Salztones zurückgeht.

Der graue Salzton ist stets ausgezeichnet dünngeschichtet; im liegenden Teile enthält er namentlich Calciumsulfat, im hangenden Magnesiumcarbonat. **Stille.**

---

v. Koenen: Zur Entstehung der Salzlager Nordwest-Deutschlands. (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1905. 1—4.)

Auf Grund der Angaben Zimmermann's über Fossilien im Salzton von Querfurt und Sperenberg betrachtet Verf. den Salzton als Vertreter des thüringischen Plattendolomites, „welcher ja stellenweise dieselben Fossilien enthält und ebenfalls über den Kalisalzen liegt“. Das „jüngere Steinsalz“ ist nach Verf. frei von Anhydrit, und zwar deswegen, weil das Meerwasser auf seinem Wege über die Barre und durch den Anfang des Beckens bereits so weit verdunstet war, daß es seinen Gehalt an schwefelsaurem Kalk fallen ließ und im Hauptteile des Beckens nur Chlornatrium absetzte. Als wahrscheinlich muß gelten, daß das Salzbecken des oberen Zechsteins seinen Zufluß von Süden erhalten hat. **Stille.**

E. Zimmermann: Über den „Pegmatitanhydrit“ und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton“ im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907. **59**. Prot. 136—143. Mit 1 Taf.)

Verf. wendet sich zunächst, gestützt auf neue Vorkommnisse mariner Fossilien im grauen „Salzton“, gegen die Ochsenius-Walther'sche Vermutung, daß die Fossilien des Salztones nur in lokalen kleinen Regenpfützen zur Entwicklung gekommen seien und der Salzton — kurz gesagt — einen „äolischen Löß der Zechsteinzeit“ darstelle.

In dem „Roten Salzton“ des jüngeren Steinsalzes hat Verf. in Bohrkernen von Sperenberg und Moltkeshall (zwischen Wolmirstedt und Burg in Sachsen) Pseudomorphosen nach Gips gefunden, die im Innern mit Steinsalz und Anhydritkörnchen erfüllt sind, und deren Hülle durch eine zarte Haut von Bergkriställchen gebildet wird. Der „rote Salzton“ ist vom „grauen Salzton“, der das Hangende der Kaliregion bildet, durch seine intensiv rote Farbe und die plastische Beschaffenheit leicht zu unterscheiden; seine Mächtigkeit beträgt 2—5 m, seine weite Verbreitung illustriert eine ausführliche Tabelle der Bohrungen, in denen er angetroffen wurde. Das Steinsalz ist im Liegenden des roten Salztones zunächst rötlich, unrein und von Ton stark durchwachsen und wird erst weiterhin reiner. Das Hangende des roten Salztones bildet der „Pegmatitanhydrit“, d. h. eine Verwachsungsform von Anhydrit und Steinsalz, die an das Gefüge des Schriftgranits (Pegmatits) erinnert. Das Grundgerüst bildet dabei der Anhydrit, der ein feinkörniges Aggregat darstellt, und die Zwischenräume zwischen dessen Leisten und Kegeln nimmt Steinsalz in großen Kristallindividuen ein. Verf. vermutet in dem Anhydrit Pseudomorphosen nach Kalkspat.

Im Hauptanhydrit der Bohrung Moltkeshall VII (zwischen Wolmirstedt und Burg) wurden Stylolithenbänder beobachtet, die denen gewisser Kalksteine ähneln. **Stille.**

H. Bücking: Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. (v. Koenen-Festschrift. 1907. 1—18. Mit 1 geol. Karte (Taf. 1) und 1 Textfig.)

Nach den Ergebnissen zahlreicher neuerer Bohrungen kann als erwiesen gelten, daß allenthalben in der weiten Triasmulde zwischen Thüringer Wald und Spessart der Zechstein das Liegende des Buntsandsteins bildet. Südlich Eisenach (Salzungen, Lengsfeld, Vacha) wurde in der Regel nur der obere Zechstein, bestehend aus den oberen Zechsteinletten (3—10 m), dem Plattendolomit (20—28 m) und den die mächtigen Salzablagerungen umschließenden unteren Zechsteinletten, festgestellt. Bei Mellrichstadt waren die oberen Letten 2,75 m, der Plattendolomit 15,30 m, die unteren Letten mit Anhydrit 35,70 m und das Steinsalzlager 167,04 m mächtig. Im

Spessart und am Südwestrande des Vogelsberges finden wir die oberen Letten in 3—6 m Mächtigkeit, darunter bei Büdingen und Orb mehrere Meter rauchwackenähnliche, zellige Dolomite als Vertreter des Plattendolomites und unter diesen 60—120 m Kalkmergel, Schiefertone und Salztone, die Verf. früher für mittleren Zechstein gehalten hatte, nunmehr aber als Vertreter der unteren Zechsteinletten betrachtet. In der Gegend von Fulda (Neuhof) fehlt der Plattendolomit und liegt das mehrere Kalilager umschließende Steinsalz im Liegenden der unteren Zechsteinletten und im Hangenden eines bei Hettenhausen ca. 72 m mächtigen Anhydrits, der bereits zum mittleren Zechstein gestellt und bei Hettenhausen von Riffdolomit (36 m), Zechsteinkalk (ca. 0,70 m), Kupferschiefer (0,30 m) und Zechsteinkonglomerat (0,75 m) unterlagert wird.

Die Nordostgrenze der durch das Fehlen oder starke Zurücktreten des Plattendolomites charakterisierten „Spessarter Entwicklung“ scheint etwa in der Gegend der Langen Rhön zwischen Gersfeld und Bischofsheim zu liegen, jedenfalls schließt sich der obere Zechstein am Ostabhang der Langen Rhön, wo sich auf der Ostseite des Gangolfsberges inmitten stark verworfener Triasschichten ein kleines Vorkommen von Plattendolomit mit typischer Fauna findet, noch ganz der Thüringer und Kissinger Ausbildung an. Den komplizierten Bau des stark gestörten Gebietes östlich des Gangolfsberges illustriert eine farbig gehaltene Karte im Maßstabe 1 : 25 000. Die Verwerfungen sind dort älter, als die basaltischen Gesteine der Nachbarschaft, die Durchbrüche liegen aber abseits von den Verwerfungen, was nach Verf. vielleicht darin seinen Grund hat, daß die Verwerfungen wie im Fortstreichen, auch nach der Tiefe in Flexuren übergehen und deshalb nicht als Eruptionswege benutzt werden konnten.

Die Unterlage des Zechsteins bildet im Bereiche der Triasmulde zwischen Thüringer Wald und Spessart weithin das Rotliegende. Daß auf größere Erstreckung im Untergrunde auch kristallinische Gesteine recht mächtig entwickelt sind, beweisen die Brocken kristallinischer Gesteine in den vulkanischen Auswürflingen der Rhön; bei Hettenhausen westlich von Gersfeld hat eine Bohrung im Liegenden des Zechsteins in der Tat auch kein Rotliegendes, sondern einen Quarzit-Glimmerschiefer angetroffen, der solchen des Spessarts und Thüringer Waldes vollkommen gleicht.

In der Gegend von Fulda finden sich in der Nachbarschaft der Randspalten des nordwestlich gerichteten Keupergrabens Fulda—Pilgerzell und des nordnordöstlich gerichteten Grabens Weyhers—Friesenhausen—Bieberstein, dessen Bau bei Friesenhausen durch ein Kärtchen im Maßstabe 1 : 25 000 erläutert wird, dolomitisierte Muschelkalke, die äußerlich sehr an den Plattendolomit des Gangolfsberges erinnern. Die Verwerfungen haben die Zuführung des Magnesiacarbonates in die Muschelkalkschichten vermittelt. **Stille.**

O. Grupe: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1908. 29. Teil I. 39—57.)

Zechstein tritt im mittleren Weser-Leine-Gebiet nur an vereinzelten, eng umgrenzten Stellen zutage. Bei Stadtoldendorf findet sich als ältestes Glied ein mächtiger Gips, der von den Zechsteinletten (bis 20 m) überlagert wird; als Einlagerungen in den Letten erscheinen Dolomite und dolomitische Kalke teils in Form von Knollen und Blöcken, teils in Form etwas mächtigerer Schichten. Bei Meimershausen im Leinetale, unweit Gr.-Freden, treten Gipsfelsen zutage, in deren Nähe im Untergrunde die Zechsteinsalzlager erbohrt worden sind; das Hangende des Gipses bilden Zechsteinletten, die Blöcke von Rauchwacken umschließen. Beim Vorwerk Hausfreden, unweit Gr.-Freden, haben wir mächtigere Dolomite und Rauchwacken und in deren Hangendem Zechsteinletten. zwischen Heckenbeck und Gandersheim Rauchwacken, bei Lauenberg im Solling Letten mit eingelagerten Rauchwackenblöcken und Rauchwackenbänken. Bei Ertingshausen im Solling ließen sich im Salzton über dem Kalisalzlager *Schizodus* sp. und *Aucella Hausmanni* Goldf. nachweisen.

Das Normalprofil des südhannoverschen oberen Zechsteins ist folgendes:

Hangendes: Unterer Buntsandstein, an der Basis Bröckelschiefer.

1. Zechsteinletten, vielfach mit Anhydrit bezw. Gips, selten mit Dolomit.
2. Jüngeres Steinsalz, vielfach mit rotem Salzton und pegmatitischem Anhydrit.
3. Hauptanhydrit.
4. Grauer Salzton.
5. Kaliregion.
6. Älteres Steinsalz.
7. Älterer Anhydrit.

Liegendes: Mittlerer Zechsteindolomit.

Unter Heranziehung der Zechsteinentwicklung am Harze kommt Verf. zu der Auffassung, daß die in den Zechsteinletten lokal auftretenden Dolomite des Weser-Leine-Gebietes den nur lokal zum Absatz gelangten Plattendolomit des oberen Zechsteins und nicht etwa den Hauptdolomit des mittleren Zechsteins repräsentieren. In der sporadischen Entwicklung des hannoverschen Plattendolomites liegt die Erklärung dafür, daß er so selten in den Tiefbohrungen gefaßt wird. Immerhin haben zwei Bohrungen (Leyershausen und Sudershausen im Kreise Northeim) und der Schacht der Gewerkschaft Siegfried I bei Vogelbeck (Kreis Einbeck) in den Zechsteinletten über dem jüngeren Steinsalz, z. T. auch im roten Salzton inmitten des jüngeren Steinsalzes. Dolomitlagen und Dolomitbänke angetroffen. Der Vertreter des Plattendolomites läge damit in Südhannover im Hangenden

der Salzlager des Staßfurter Typus, wie auch im Werragebiete der Plattendolomit über den Salzlagern liegt. Da sodann das Liegende der Salzlager des Staßfurter und Werratypus Anhydrite und Dolomite des mittleren Zechsteins bilden, so liegt es nahe, daß die Salzlager des Staßfurter bezw. südhannoverschen Typus und des Werratypus sich gegenseitig in ihrer ganzen Masse entsprechen. Verf. stellt sich in Gegensatz zu v. Koenen, der den „grauen Salzton" als Vertreter des hessisch-thüringischen Plattendolomites betrachtet hatte, und von Everding, der den „Hauptanhydrit" des Staßfurter Typus mit dem Plattenkalke identifizieren wollte.

Die Gipse von Stadtoldendorf und Meimershausen repräsentieren nach Verf. die Zone des Hauptanhydrites, und das gesamte jüngere Steinsalz, das im Elfaß in einer Mächtigkeit von 250 m durchteuft wurde, ist hier der Auslaugung anheimgefallen.

Den Schluß bildet ein Vergleich des oberen Zechsteins in Südhannover mit demjenigen im Waldeckischen. Den Plattendolomit vertreten im Waldeckischen durch Letteneinschaltungen öfter unterbrochene Dolomite von sehr schwankender Mächtigkeit und bei Frankenberg nach Ref. das „Stättebergflöz" Denckmann's.

Im Hangenden der Dolomite folgen im Waldeckischen konglomeratische Bildungen, im anschließenden westfälischen Gebiete grobkörnige Sandsteine, die Ref. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. Prot. 174 ff.) als „Grenzsandsteine" bezeichnet hat. Geringfügige Sandsteineinlagerungen im obersten Teile der Zechsteinletten von Stadtoldendorf und Lauenberg und grobkörnige Sandsteine inmitten der Bröckelschiefer einiger Tiefbohrungen Südhannovers enthalten eine Andeutung der grobkörnigen Gesteine an der Grenze von Zechstein und Buntsandstein Waldecks und Westfalens etc. Auch am Thüringer Walde treten Konglomerate und grobkörnige Sandsteine in dem gleichen Horizonte auf. Solche haben anscheinend trotz ihrer geringen Mächtigkeit und der vereinzelten Ausbildung im Hannoverschen eine allgemeine stratigraphische Bedeutung. Verf. möchte aber mit den „Grenzsandsteinen" Waldecks und Westfalens nicht nur die „oberen Letten", sondern auch wegen der eingelagerten grobkörnigen Sandsteine den „Bröckelschiefer" identifizieren. **Stille.**

Kreideformation.

Felix: Studien über die oberen Kreideschichten in den Alpen und in den Mediterrangebieten. (Palaeontographica. **54**. 251—339. Taf. XXV, XXVI. 1908.)

II. Teil. Die Kreideschichten von Gosau.

Verf. gibt eine eingehende Detailbeschreibung der einzelnen Fundstellen nebst ausführlichen Fossillisten und stellt auf Grund seiner Beobachtungen folgendes Schema auf:

Maestrichtien	Weiße, rote Mergel. Hornspitz. Höhkögerl. Kalke der Katzhofalp mit *Hemipneustes Felixi* und *Clypeolampas gosaviensis.* Ressensandstein.
Oberes Campanien	Oberste Mergel im Finster- und Hofgraben. *Inoceramus* cf. *regularis. Trigonia limbata.* Obere Mergel mit *Inoceramus Zitteli, I. Mülleri* im Hochmoosgraben.
Unteres Campanien	Korallenmergel unterhalb der Poschalpe. Hippuriten. Korallen. Komplex im Nefgraben mit *Hippurites gosaviensis. H. Oppeli. H. alpinus.* Untere Mergel im Finstergraben mit *Proraster atavus.* Untere Mergel im Hochmoosgraben. Obere Mergel im Brunstloch.
Oberes Santonien	Hippuritenriffe am Gschröfpalfen. Brunstloch, Traunwaldalp. *Batolites tirolicus. Hippurites Boehmi. Nerinea bicincta.* Obere Mergel im Stöckelwaldgraben.
Unteres Santonien	Korallen und Hippuritenschicht im Zimmergraben, Kohlenschichten von Neualpe. Untere Mergel im Stöckelwaldgraben. Actaeonellenbank der Traunwand. *Volvulina laevis. Nerinea Buchi.*
Coniacien	Mergel mit *Puzosia Draschei* im Tiefen- und Nefgraben. Hippuritenriffe von Horneck und Oberstöckl mit *Hippurites colliciatus. Biradiolites Mortoni.*
Angoumien	Basalkonglomerate. Unterste Mergellagen im Edelbach-, Tiefen-, Nef- und Hofergraben. *Volvulina crassa, Nucula Stachei.*

Verf. ist der Ansicht, daß die Gosauschichten Absätze in Buchten oder mehr oder weniger langgestreckten Talmulden sind. Die Buchten waren von Anhöhen umgeben, die sogar z. T. steil in das Kreidemeer abfallende Gehänge besaßen. Aus der regelmäßigen Aufeinanderfolge der einzelnen Lagen und den geringen Störungen glaubt Verf. schließen zu dürfen, daß ein Schub aus Süden ausgeschlossen ist. „Man kann sich kaum vorstellen, daß dies alles, auch wenn die Trias mit überschoben wurde, bei einem derartig weiten Transport so ungestört erhalten geblieben sein sollte.“ Grossouvre (Bull. Soc. géol. France. 1904. p. 765—776) hat anscheinend mit guten Gründen die Fjordstratigraphie schon 4 Jahre früher abgelehnt, die Verf. hier wieder annimmt. Beide aber sind Gegner der Deckentheorie. Felix gibt seiner Arbeit eine bunte Karte des Gosaugebietes bei, belegt seine tektonische Auffassung jedoch nicht mit Profilen. **Welter.**

G. Roessinger: Les couches rouges de Leysin et leur faune. (Ecl. geol. Helv. 8. 435—438. 1905.)

Aus der Untersuchung des Couches rouges-Zuges von Feydey—Leysin, der zwischen Malm einerseits und Flysch anderseits liegt und der Tours d'Aï-Antiklinale angehört, gewann Verf. folgende Ergebnisse:

Die Couches rouges werden vom Malm durch eine Erosionsdiskordanz getrennt. Man kann in ihnen zwei Abteilungen unterscheiden, eine untere mit abwechselnden roten und grauen Kalkbänken und eine obere, mehr mergelige und von unten bis oben rot gefärbte. Aus der unteren Abteilung stammt eine obercretaceische Fauna, deren Bestimmung Renevier und H. Douvillé vorgenommen haben. Es sind teils turone, teils senone Formen, daneben kommt sogar in *Sauvagesia Nicaisei* eine cenomane vor. Radioliten, Inoceramen (darunter *cuneiformis, angulosus, Cripsi*) und Seeigel (*Ananchytes ovata, Micraster breviporus?, Cardiaster Gilliéroni* u. a.) herrschen vor, daneben finden sich Crinoiden, Foraminiferen, Fucoiden. Der Erhaltungszustand der Fossilien läßt viel zu wünschen übrig.

Wahrscheinlich gehört auch der Flysch am Südrand der Voralpen teilweise zur Kreide. Schardt hat im Niesenflysch einen *Inoceramus* gefunden. **Otto Wilckens.**

Tertiärformation.

O. v. Linstow: Beiträge zur Geologie von Anhalt. (v. Koenen-Festschrift. 1907. 21—64. Mit 2 Taf. u. 1 Abbild. im Text.)

1. Über die Lagerung der älteren Braunkohle in Anhalt.

In den letzten Jahren ist die „ältere Braunkohle", die mit ihren Begleitschichten die älteste Süßwasserbildung des deutschen Tertiärs darstellt und namentlich aus der Helmstedter Mulde, der Egelner und Ascherslebener Mulde und der Gegend von Halle und Leipzig bekannt ist, in weiter Ausdehnung auch im Herzogtum Anhalt durch Bohrungen erschlossen worden. Nur ein einziges Flöz ist dort vorhanden, dessen Mächtigkeit bis zu 30 m lokal anschwillt, im allgemeinen aber weit geringer ist. Das Liegende dieser Braunkohlenformation bilden mesozoische oder paläozoische Schichten, ihr Hangendes die Schichten des Mitteloligocäns (0—10 m Magdeburger Sand und 20—70 m Septarienton). In Taf. 2 hat Verf. auf Grundlage von 135 Bohrungen die Tiefenlage des Flözes in 11 verschiedenen, je 10 m umfassenden Tiefenstufen zur Darstellung gebracht, wodurch ein sehr anschauliches Bild der Lagerung des Flözes und einer etwa in der Linie Cöthen—Bitterfeld verlaufende Absenkung des Südgebietes, die mit einer Verwerfung oder einer Flexur zusammenhängen mag, gegeben wird.

2. Die geologische Stellung einiger mitteldeutscher Braunkohlen.

Die „ältere Braunkohle" wird, wie schon v. Koenen gezeigt hat, bei Latdorf und Kalbe von marinem Unteroligocän überlagert, das nach Süden auskeilt, und die Kohle muß deshalb dem tiefsten Oligocän oder dem

Eocän angehören; Verf. ist geneigt, sie in das Eocän zu stellen. Credner hält in „Elemente der Geologie", 9. Aufl., p. 695 die Braunkohlenformation von Halle und Leipzig, wo marines Mitteloligocän das Hangende bildet, für jünger, als diejenige von Egeln und Aschersleben, wo marines Unteroligocän über ihr folgt. v. Linstow zeigt nun auf Grund des allmählichen Auskeilens des marinen Mitteloligocäns nach Nordwesten, des marinen Unteroligocäns nach Südosten, daß die Braunkohlenformation von Halle, Leipzig und Anhalt gleichalterig mit derjenigen von Helmstedt, Egeln und Aschersleben sein muß, und gibt dabei folgendes Schema:

Helmstedt, Egeln und Aschersleben	Zwischen Wespen und Kalbe (Saale)	Anhalt
Marines Unteroligocän	Marines Mitteloligocän	Marines Mitteloligocän
Ältere Braunkohle	Marines Unteroligocän	Ältere Braunkohle
	Ältere Braunkohle	

Diese „ältere Braunkohle" gehört der „subhercynischen Braunkohlenformation" Berendt's an. Die Altersstellung einiger deutschen „Braunkohlenformationen" kommt in nachstehendem Schema des Verf.'s zum Ausdrucke:

	Marine Bildungen	Süßwasserbildungen
Obermiocän	Fossilführende Sande von Gühlitz, Glimmertone in Südholstein und bei Lüneburg	Schlesisch-Posener Braunkohlenformation
Mittelmiocän	Südholstein, Mecklenburg, Schlesien	—
Untermiocän	Nordhannover usw.	Märkische Braunkohlenformation (subsudetische Braunkohlenformation)
Oberoligocän	Weit verbreitet	
Mitteloligocän	Weit verbreitet	
Unteroligocän	Helmstedt, Egeln, Aschersleben, Spandau, Magdeburg, Bünde, Einbeck, Eschershausen, Sarstedt, ? Dahme, Samland	
Eocän		Subhercynische Braunkohlenformation Bernsteinliefernde Wälder des Samlandes

3. Das Alter des sogen. Magdeburger Uferrandes.

Nordwestlich von Magdeburg verläuft ein Zug paläozoischer Sediment- und Eruptivgesteine, der die Nordbegrenzung des subhercynischen Vorlandes bildet und in der älteren Literatur als „Magdeburger Uferrand" bezeichnet worden ist. Sehr eingehend hat ihn Klockmann (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1890) beschrieben, E. Zimmermann hat ihn in neuester Zeit

weit nach Südosten verfolgt, und Verf. gibt nunmehr an der Hand einer farbig gehaltenen Tafel ein spezielles Bild seiner südöstlichen Fortsetzung. Die Bruchlinie, die den paläozoischen Horst unterhalb Magdeburg nach Norden begrenzt, ist mit Sicherheit durch Tagesaufschlüsse und Bohrergebnisse mindestens von Wolmirstedt bis in die Gegend von Spremberg nachzuweisen. Nach Süden legen sich in der Linie Magdeburg—Dessau Zechstein und Trias diskordant auf das alte Gebirge und bilden eine etwa bis Raguhn nach Südosten reichende Mulde, die an ihrem Südrande entlang einem hercynisch gerichteten Bruche gegen die z. B. bei Cöthen festgestellten paläozoischen Schichten abgesunken ist. Dieser Südabbruch der Mulde ist ein Parallelabbruch zum Wolmirstedt—Spremberger Bruchrande. Über ihn legt sich die unter 1. geschilderte „ältere Braunkohle" diskordant hinweg, wodurch bewiesen ist, daß der Abbruch älter als die subhercynische Braunkohlenformation ist. Nach Ablagerung der Tertiärschichten sind dann nochmals geringe Bewegungen auf der alten Bruchspalte eingetreten. Der Wolmirstedt—Spremberger Abbruch dürfte gleichfalls schon recht alt sein, da sich anscheinend Mitteloligocän über ihn hinweglegt, ohne verworfen zu sein.

Verf. stellt sodann vergleichende Betrachtungen über das Alter des Magdeburger Uferrandes und des Harzes an. Ref. möchte ihm aber darin nicht zustimmen, daß im Gegensatze zum Magdeburger Uferrande am Harze die „stärkste" Bewegung erst zu jüngerer Tertiärzeit erfolgt sei. Das Auftreten der Harzgerölle im Senon des Harzvorlandes beweist, daß zur Senonzeit das paläozoische Gebirge bereits bis über Tage gehoben war, und dazu müssen, wie wir aus der Mächtigkeit des mesozoischen Deckgebirges schließen dürfen, Verschiebungen von einem ganz gewaltigen Ausmaße erforderlich gewesen sein, während die Tertiärversenkung von Wienrode für den Betrag der jungtertiären Heraushebung des Harzes nicht viel sagt.

Den Schluß bilden Verzeichnisse der den Magdeburger Uferrand und das Kupferschieferlager in Anhalt betreffenden Literatur. **Stille.**

E. Gerber: Vorläufige Mitteilung über das Eocän des Kientals. (Ecl. geol. Helv. 7. 301—304. 1903.)

Auf der Nordostseite des Kientals (Berner Oberland) kann man übereinander zwei Schichtenkomplexe beobachten, von denen jeder normale Lagerung besitzt. Der untere besteht aus Malm, Berrias (?) und Taveyannaz-Sandstein des Eocäns, der obere aus Lias, unterem und oberem Dogger, Oxford, Malm, Berrias-Schiefern, Neocom und Urgon. Im oberen Komplex sind die Schichten in liegende Falten zusammengepreßt. Für die Erklärung der Lagerungsverhältnisse scheint eine von SO. nach NW. erfolgte Überschiebung am ehesten in Betracht zu kommen. **Otto Wilckens.**

E. Fleury: Une nouvelle poche fossilifère sidérolitique à la „Verrerie de Roche“ (Jura bernois). (Ecl. geol. Helv. 8. 539—540. 1905.)

Verf. hat bei der „Verrerie de Roche“ in der Synklinale Vermes-Undervelier im Schweizer Jura eine bisher unbekannte Bohnerztasche aufgefunden. Es ist eine unregelmäßig gestaltete Aushöhlung im Kimmeridgekalk. Die Knochen, die sich darin gefunden haben, sind stark gerollt und zerbrochen. Nach H. Stehlin gehört das Lager zum „Ludien inférieur“.

Otto Wilckens.

L. Rollier: Provenance des sédiments de la Molasse et du Calcaire grossier du Randen. (Ecl. geol. Helv. 8. 414—417. 1905.)

In Erwiderung auf Einwände, die Schalch und Gutzwiller erhoben haben, sucht Verf. nachzuweisen, daß die kristallinen Gerölle des Randengrobkalks nicht vom Schwarzwald stammen, sondern einen vindelicischen oder alpinen Ursprung haben. Die Graupensande von Benken im Kanton Zürich und die analogen Bildungen von Flaach, Brugg usw. führen ganz dieselben Gesteine wie der Randengrobkalk, der zudem gar keine Buntsandsteingerölle enthält. Besonders charakteristische alpine Gerölle im Randengrobkalk sind schwarzer Lydit mit weißen Quarzadern, roter Radiolarienhornstein (wie er z. B. an der Tennikerfluh gefunden wird) und grüner Ölquarzit. **Otto Wilckens.**

J. Früh: Zur Etymologie von „Flysch“ (n.), „Fliesse“ (f.) und „Flins“ (m.). (Ecl. geol. Helv. 8. 217—220. 1904.)

Flysch (sprich „Flîsch“, nicht „Flüsch“) wird im Simmental eine schieferige, leicht verwitterbare Felsart genannt. Die Schreibweise mit „y“ soll nur das lange i andeuten. „Fliesse“ heißt im Kanton Glarus eine Stelle, wo eine Abrutschung stattgefunden hat. „Flies“ = „Flinz“ bedeutet meist, aber nicht immer, einen harten Stein. Das Wort hängt mit „Flint“ und „Fliese“ zusammen. **Otto Wilckens.**

Jakob Zinndorf: Die Tiefbohrung im städtischen Schlachthofe zu Offenbach a. M. (43.—50. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturk. 231.)

Unter $\frac{3}{4}$ m Sand wurden 36 m oberer Rupelton, 48 m Fischschiefer, 13,5 m grauer unterer Rupelton, 7,5 m rötlicher Ton und 2 m Grundkonglomerat durchbohrt, dann Rotliegendes, rote Letten und Sandsteine von 107—143 m. Einige Fossilien werden aus einem Kanal angeführt und schließlich ein anderes Bohrloch, welches unter dem Rupelton von 86,3—88,3 m festen Kalk ohne Fossilien über dem Rupelton antraf.

von Koenen.

Erich Spandel: Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna. (43.—50. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturk. 57. 1909.)

Nach eingehender Besprechung der Angaben anderer Autoren, besonders von ANDREAE, wird sehr richtig ausgeführt, daß der „Untere Meeressand" des Mainzer Beckens im Innern desselben meist durch Rupelton vertreten wird [ganz wie in Norddeutschland. Ref.] und nur infolge der Faziesverschiedenheit so ganz andere Fossilien, zumal Mollusken und Foraminiferen enthält. Der Rupelton wird dann „petrographisch und faunistisch" in 3 Abteilungen gegliedert, die obere noch in 3 Unterabteilungen und die untere in zwei solche, von denen die unterste, fossilarme, rote, graue und gelbe Tone, allerdings nur mit Zweifel zum Rupelton gestellt werden. Der mittlere Rupelton, die „Fischschiefer", ca. 60 m mit *Leda Deshayesi* und Lucinen, ist ärmer an Foraminiferen, *Orbulina bituminosa, Turrilina alsatica, Bolivina Beyrichi.* Der obere enthält oben 10 m glimmerreichen sandigen Ton mit sehr kleinen Foraminiferen, darunter 10 m graue, grünliche Mergel mit Dentalinen, *Polymorphina, Uvigerina* etc. und unten 5 m graue Mergel sehr reich an *Truncatulina Ungeriana* etc. Der untere Rupelton, ca. 20 m grauer, fossilreicher Sandton, besonders reich an Arten und Individuen von Foraminiferen. Es folgen dann lange Listen der in den einzelnen Horizonten und an verschiedenen Stellen gefundenen Arten mit Besprechung der Angaben anderer Autoren nebst einer Übersichtstabelle der Verbreitung der einzelnen Arten.

Weiter folgt eine Liste der Foraminiferen von Weinheim und Waldböckelheim (95 Arten), von welchen 43 auch im Rupeltone vorkommen, eine Erörterung der Faziesbedingungen und des Cyrenenmergels, welcher erst etwas über dem „Schleichsande" beginnt, ferner eine Fossilliste der Schichten von Zeilstück bei Weinheim, welche als Vertreter des Meeressandes, des unteren Cyrenenmergels und des Cerithiensandes gedeutet werden, von LEPSIUS und anderen aber bisher für verschwemmt gehalten wurden.

In einem Nachtrage wird noch die Foraminiferenfauna von ein paar anderen Punkten aufgeführt, und zum Schluß werden noch als neue Arten beschrieben und auf 2 Tafeln abgebildet oder besprochen: *Hyperammina Zinndorfi, H.* aff. *ramosa* BRADY, *Saccamina minutissima, S. grandistoma, Orbulina bituminosa, Pseudaucella Rhumbleri, Fissurina marginata* WALK. var. *spinosa, Nodosaria Kinkelini, N. retrorsa* REUSS, *Virgulina frondicularoides, Bolivina minutissima, B. Kinkelini, B. Beyrichi* REUSS, *B. Boettgeri, B. oligocaenica, Uvigerina tenuistriata* REUSS, *U. sagriniformis, Spiroplecta carinata* D'ORB., *S. intermedia, S. attenuata* REUSS, *Gaudryina postsiphonella, Adherentina rhenana, Rotalia offenbachensis, Anomalina affinis* REUSS, *Nonionina polystomelliformis, Anomalina spinimargo.* Endlich Rhabdosphaeren, von Dactyloporen: *Haploporella Kinkelini* und von Pteropoden: *Valvatina umbilicata* BORN. und *Creseis maxima* LUDW. sowie *C. perspectiva* FUTT. **von Koenen.**

Quartärformation.

F. Mühlberg: Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Maßstab 1:25000. II. Teil. Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales. (Ecl. geol. Helv. **8**. 487—538. 1905.)

Wenn wir über diese Arbeit auch in ihrer Eigenschaft als Kartenerläuterungen schon einiges gesagt haben (vergl. dies. Jahrb. 1908. I. -406-), so würden wir ihr doch nicht gerecht werden, wenn wir nicht etwas genauere Angaben über ihren Inhalt nachfolgen ließen. Namentlich verdient hierbei das Diluvium Berücksichtigung, das in dem Untersuchungsgebiet in reicher Gliederung ausgebildet ist.

Die ältesten Diluvialbildungen sind die älteren Deckenschotter. Sie finden sich nur auf dem Siggentaler Berg, wo ihre Oberkante 570, ihre Unterkante 550 m ü. d. Meer liegt. Die Schotter enthalten wenig kristallines und Sernifitmaterial und sind meist zu Nagelfluh verkittet.

Die Oberkante des jüngeren Deckenschotters liegt in der Gegend, wo der ältere Deckenschotter auftritt, etwa in 515—490 m Höhe (Iberig, Firsthalde), am Bruggerberg ist ihr Niveau 523, am Rotholz 542 m. Auch der jüngere Deckenschotter enthält wenig kristallines und Sernifitmaterial und ist z. T. zu einer festen, löcherigen Nagelfluh verkittet. Seine Oberfläche ist zu einem braunen, sandigen Lehm verwittert.

Die Hochterrassenschotter [auf der Karte überall richtig mit D 3, im Text p. 496 unrichtig als D III bezeichnet. Ref.] sind ebenfalls häufig zu löcheriger Nagelfluh verkittet. Sie enthalten Gerölle von Deckenschotternagelfluh und wenig Sernifit in kleinen Geröllen. An der Habsburg liegt ihre Oberkante 460, am Bruggerberg 440, bei Remigen 470, bei Würenlingen 420 m ü. d. M., durchschnittlich etwa 100 m über dem Aare- und etwa ebensoviel über dem Reußspiegel. Die Oberfläche der Hochterrasse ist nirgends völlig eben. Es beruht das wohl auf der Ausschürfung durch die Gletscher der zweitletzten Eiszeit, zu der Zeit von deren größter Ausdehnung. Oberflächlich pflegt die Hochterrasse zu Lehm verwittert zu sein. Im Reußtal kommen übrigens Hochterrassenschotter nicht südlicher als bis 3 km östlich von Mellingen vor.

Die Moränen der größten Vergletscherung (zweitletzten Eiszeit) stellen meist eine lehmige Grundmoräne mit gekritzten alpinen Geschieben dar, doch sind sie, wo jüngere Ablagerungen sie bedecken, von ihrer ursprünglichen Festigkeit, so daß sie nur mit dem Pickel, nicht mit Baggermaschinen bearbeitet werden können. Auf der Karte sind hierher auch verwitterte, lehmige Kiese gezogen worden, die einer deutlichen Schichtung entbehren und außerhalb, resp. im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes oberhalb der äußersten Wallmoränen der letzten Vergletscherung liegen. Eine vorwiegend sehr geschiebearme, lehmige Fazies dieser Grundmoräne, die allerdings nicht überall ihren Kalkgehalt eingebüßt hat, wurde auf der Karte besonders ausgeschieden. Verschiedene Vorkommen beweisen, daß diese Grundmoräne zu einer Zeit abgelagert

wurde, als in die älteren Ablagerungen Täler von bedeutender Tiefe eingegraben waren, und daß der Gletscher, der sie bildete, auch die Moränen und erratischen Blöcke auf den benachbarten Bergen zum Absatze brachte, die außer- und oberhalb den äußersten End- und Seitenmoränenwälle der letzten Eiszeit liegen.

Die Gletscher dieser größten Vereisung müssen bis über Basel hinaus gereicht haben. Daher kann sich eine Schotterterrasse aus dieser Zeit erst unterhalb Basel finden. Natürlich können im Kartengebiet aus der Zeit des Vorrückens und Abschmelzens dieser Gletscher Schotter stammen. Verf. glaubt einige Kieslager hierher rechnen zu dürfen, die höher als Hochterrasse und niedriger als Deckenschotter liegen.

Man könnte annehmen, daß die vorstehend beschriebenen Grundmoränen zu den Hochterrassenschottern gehörten. In der Tat weist das Vorkommen von jurassischen und alpinen Geschieben in der Hochterrasse von Tälern nördlich des Kettenjura auf eine große Ausdehnung der Hochterrassengletscher hin; aber die Selbständigkeit der vorletzten Vereisung in dem hier angenommenen Sinne wird durch folgende Beobachtungen bewiesen: Die Grundmoräne der größten Vergletscherung findet sich in den tiefsten, nach der Hochterrassenzeit erodierten Talsohlen, sie liegt anderseits auch nebst ihren erratischen Blöcken auf den Hochterrassenschottern und diese sind dabei oft zu Nagelfluh verkittet, gewöhnlich unregelmäßig erodiert und lokal sehr tief hinab verwittert.

„Nach der Ablagerung der Hochterrasse muß also eine sehr lange Periode der Verkittung, Erosion und Verwitterung stattgefunden haben; erst nachher kann die größte Vergletscherung in der zweitletzten Eiszeit gefolgt sein."

Der Löß wird vom Verf. zwischen den Moränen der zweitletzten und denen der letzten Eiszeit behandelt, weitere Angaben über sein Alter aber nicht gemacht.

Zu den Moränen der letzten Eiszeit gehören u. a. die Endmoränenwälle des Bünz- und die des Reußtales.

In den Niederterrassenschottern findet man im Aaretal Gesteine des Reuß- und Aare-, seltener auch des Rhonetales, im Bünztal solche des Reußgebietes, vereinzelt auch des Linthgebietes (Sernifit), im Reußtal solche des Reuß- und Linthgebietes, im Limmattal meist Gesteine des Linth-, seltener solche des Reuß- und des Rheingebietes.

Noch jünger dürfte eine Ablagerung von blaugrauem Letten westlich des Bahnhofs Mellingen sein, der Blätter von *Salix reticulata* und *Helix villosa* geliefert hat.

Die diluvialen Ablagerungen sind im Kartengebiet nicht durch Dislokationen gestört. Gegenteilige Angaben beruhen auf irrigen Deutungen. Wenn die Oberkante der Niederterrasse außerhalb der äußersten Limmat-Endmoränen höher liegt als die Talsohle oberhalb derselben, so beruht das nicht auf Hebung, sondern darauf, daß der Gletscher dort, wo er lag, die Aufschüttung von Schottern unmöglich machte. Und was die Lagerungsverhältnisse des Deckenschotters östlich des Teufelskellers bei Baden an-

langt, so liegen sie nicht auf einer südwärts, sondern auf einer nordwärts geneigten Erosionsfläche.

Die heutigen Täler müssen in ihrer vollen Breite schon in der Zeit zwischen der Bildung der jüngeren Deckenschotter und der Hochterrassenschotter gebildet sein. Die Sohle dieser Täler muß zeitweise tiefer gelegen haben, als sie es heute tut. **Otto Wilckens.**

F. Antenen: Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unteren Ende des Bieler Sees. (Ecl. geol. Helv. 8. 445—450. 1905.)

Zwischen dem NO.-Ende des Bieler Sees und dem Orte Lengnau findet sich, über Grundmoräne lagernd, ein blauer Lehm lakustren Ursprungs, der die ehemalige Ausdehnung des Sees in dieser Gegend beweist. Der Schuttkegel der Schüß schnürte diesen größeren See ein und der nordöstliche Teil vertorfte. Im Untergrunde der Stadt Biel wechsellagern lakustre und Torfbildungen. Diese deuten einen Rückgang des Sees, jene eine Zeit höheren Wasserstandes an. Diese Veränderungen dürften auf Schuttkegelbewegungen im Abflußgebiet des Sees beruhen.

Otto Wilckens.

Paläontologie.

Säugetiere.

A. Japha: Über subfossile und rezente Walknochenfunde aus Ost- und Westpreußen. (Schriften d. Physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. **48**. 1907. 237—243.)

J. Japha: Weiteres über ostpreußische Walknochenfunde. (Ebenda. 250—251.)

Es werden 22 Funde aufgezählt, darunter auch die von E. Schirmacher (Die diluvialen Wirbeltierreste der Provinzen Ost- und Westpreußen. Inaug.-Diss. Königsberg 1882) genannten Funde von Langenau in Westpreußen (aus einer diluvialen Grandgrube). Die Spezies ist nicht bestimmt.

Von Interesse ist ferner der zuerst von August Müller (Fauna höherer Tiere der Provinz Preußen. In: Die Provinz Preußen, Festgabe für die Mitglieder der 24. Versammlung deutscher Land- und Forstwirte zu Königsberg in Preußen, Königsberg 1863) erwähnte Fund des linken Oberarmbeins eines Delphins.

Ein bisher unveröffentlichter Fund, der im „Prussia"-Museum zu Königsberg aufbewahrt wird, ist das zwischen Nidden und Preil auf der Kurischen Nehrung gefundene Schädelfragment eines großen Zahnwals. Es wird vom Verf. als zu *Orca gladiator* gehörig bestimmt.

Von Wichtigkeit ist der vom Verf. an der Hand skandinavischer Walskelette ausgeführte Nachweis der Synonymik des Schulterblatts von *Balaena Tannenbergii* (van Beneden et Gervais: Ostéographie des Cétacés. Paris 1880) mit *B. mysticetus*. Die seinerzeit geäußerte Vermutung, daß es vielleicht zu *B. Svedenborgii* aus dem Diluvium Schwedens gehöre, hat sich nach Untersuchung der Originale als irrig herausgestellt. Vielleicht ist *B. Svedenborgii* überhaupt als Spezies einzuziehen, und die beiden schwedischen Funde gehören nur zwei sehr jungen Exemplaren von *B. mysticetus* an. **W. Freudenberg.**

O. Kadic: *Mesocetus hungaricus* Kadik. Eine neue Balenopteridenart aus dem Miocän von Borbolya in Ungarn. (Mitt. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Landesanst. Budapest 1907.)

Ein recht vollständiges Skelett eines Bartenwals wurde im mittelmiocänen Ton des Grunder Niveaus in Ungarn bei Borbolya in einer Ziegeleigrube entdeckt und ist jetzt im Museum der ungarischen geologischen Landesanstalt aufgestellt. Nach ausführlicher Beschreibung der Geschichte des Fundes und seiner Präparation werden die einzelnen Skelettteile beschrieben, worauf hier verwiesen sei. Besonders wichtig ist der wohlerhaltene Unterkiefer, der ebenso wie einzelne Wirbel in Textfiguren illustriert wird. Auch von Rippen, Schulterblatt und Extremitäten werden Sonderabbildungen gegeben. Eine Maßtabelle gibt in übersichtlicher Weise die Dimensionen der Wirbelkörper. Die systematische Stellung des *Mesocetus hungaricus* ergibt sich aus dem Vergleich mit der Gattung *Mesocetus* van Beneden 1879 (Monographie der Cetaceen von Anvers). Es sind von der Gattung (nach Trouessart) sechs Arten bekannt, zu denen als siebente *M. hungaricus* kommt. Der Unterkiefer ist der Spezies *M. pinguis* van Beneden besonders ähnlich, weicht jedoch in anderen Punkten von dieser Art ab, so besonders im Bau der Ohrknochen, des Atlas, des Epistropheus und der übrigen Wirbel.

Das Schlußwort lautet: „Gesamtlänge des nahezu vollständig erhaltenen, aber in zahlreiche Stücke zerbrochenen Skeletts beträgt 6,5 m. Schädellänge 1,85 m. Die Unterkieferäste wie bei *M. pinguis*. Die Timpanica ähnlich jenen von *M. longirostris*. Der Atlas besitzt in der Mitte des unteren hinteren Randes einen verdickten Höcker. Die Fortsätze der Wirbel sind sehr grazil, die oberen Bogenwände dünn."

W. Freudenberg.

O. Abel: Die Stammesgeschichte der Meersäugetiere. (Meereskunde. 1. Jahrg. 4. Heft. Berlin 1907.)

Gibt einen den Laien verständlichen, doch streng wissenschaftlich gehaltenen Überblick über den heutigen Stand der Kenntnisse auf diesem Gebiet. Der 36 Seiten starke Aufsatz ist von 27 Textfiguren begleitet und wird durch sie sowie durch die Klarheit der Ausführungen auch dem Fachmann wertvoll.

W. Freudenberg.

O. Abel: Über die Bedeutung der neuen Fossilfunde im Alttertiär Ägyptens für die Geschichte der Säugetiere. (Verh. d. k. k. zool.-botan. Ges. Wien. 1907.)

Verf. bespricht *Arsinoitherium*, welches bisher die einzige Gattung der neuen Ungulatenordnung Barypoda (Andrews 1904) bildet. Vielleicht stammen die sich auf zwei Arten (*Arsinoitherium Zitteli* und *A. Andrewsi*) verteilenden Arsinoitherien von den Hyracoideen ab. Sie sind Huftiere im weiteren Sinne wie diese.

Moeritherium und *Palaeomastodon* kommen für die Abstammung der Proboscidier in Betracht, *Protocetus, Eocetus, Prozeuglodon, Zeuglodon* für die Zahnwale. *Eotherium* ist die älteste bekannte Sirene aus dem Mitteleocän Ägyptens. **W. Freudenberg.**

C. W. Andrews: Note on a Model of the Skull and Mandible of *Prozeuglodon atrox* Andrews. (Geol. Mag. Dec. V. 5. Pl. IX. 209—212.)

Verf. stellt phylogenetische Betrachtungen über die Urwale des ägyptischen Eocäns an, und geht dann auf die Verschiedenartigkeit der Schwimmorgane in verschiedenen Wirbeltiergruppen (mit Ausnahme der Fische und gewisser Vögel) über, wobei der Einfluß des Wasserdrucks auf die Schädelbildung erwogen wird. Die Abbildung eines rekonstruierten Schädelmodells von *Prozeuglodon atrox* ist dem Aufsatz beigefügt.

W. Freudenberg.

A. Gaudry: Fossiles de Patagonie. De l'économie dans la Nature. (Ann. de Palaeontologie. 3. 1908.)

An einer Reihe von Beispielen wird gezeigt, daß gleiche Beschaffenheit der Skeletteile und der Funktion nicht Stammesverwandtschaft bedeutet. Es werden südamerikanische und europäische Formen von diesem Gesichtspunkt aus nebeneinandergestellt. Die Arbeit ist von zahlreichen, prächtig gezeichneten Textfiguren begleitet. **W. Freudenberg.**

F. W. True: Description of a new genus and species of fossil seal from the miocene of Maryland. (Proceed. of the U. S. Nat. Mus. 30. 835—840. Taf. 75—76. Washington 1906.)

In den „Calvert Cliffs" an der Chesapeake Bay in Calvert County, Maryland, fand Verf. Seehundsknochen in miocänen Ablagerungen. Sie bestehen aus einem nahezu vollständigen Humerus, Radius, Tibia- und Fibulafragment und Lendenwirbelbruchstück. Neben diesen Resten fand sich ein größerer Humerus, der mit *Metaxytherium* verwandt scheint.

Der Seehundshumerus wird als *Leptophoca* n. g. beschrieben: Der Humerus ist schlanker als bei irgend einer lebenden *Phoca*-Gattung. Crista deltoidea wohlentwickelt und breit am Proximalende, sich unten rasch verjüngend und in eine dünne Kante auslaufend, die wesentlich unter der Mitte des Knochens unter stumpfem Winkel sich mit dem Kamm vereinigt, der nach dem Innenrande der Trochlea verläuft. Tuberositas minor nur mäßig entwickelt. Die Bicepsgrube zwischen ihr und der Tuberositas major ist verhältnismäßig sehr eng. Ein Foramen entepicondyloideum ist vorhanden. Typus der Spezies *Leptophoca lenis* True. Unter den lebenden

Phoca-Arten wird *Leptophoca* besonders mit *Phoca groenlandica* verglichen, unter den fossilen Gattungen und Arten am meisten mit *Phoca maeotica* Nordmann 1860 von Bessarabia verwandt. **W. Freudenberg.**

Thomas Condon: A new fossil Pinniped *(Desmatophoca oregonensis)* from the miocene of the Oregon coast. (University of Oregon Bulletin. **3.** No. 3. 1906.)

Hundert Fuß über dem Niveau des jetzigen Strandes steht fester Miocänsandstein an mit *Arca, Nucula* und *Glycimeris.*

Das Fossil besteht aus einem wohlerhaltenen Cranium und einem Stück vom Unterkiefer. Die Gattung erweist sich als verschieden von *Otaria* (inkl. Walroß) und von *Phoca.* In manchen Punkten der ersten (Größe der Caninen, quadratische Schnauze, Form der Nasenöffnung, die ungezähnelten Zähne und der vorspringende Mastoidfortsatz), in anderen Punkten (Form der Nasalia, ihr Verhältnis zu den Frontalia, rudimentäre postorbitale Fortsätze, Gelenkung des Jochbeins mit dem Temporalfortsatz. Winkel des Occipitale und der Gaumenplatte) der zweiten Gattung nahestehend. Einige Eigentümlichkeiten der Molarenreihe und die Entwicklung des Paroccipitalfortsatzes ist von beiden ganz verschieden.

W. Freudenberg.

F. Priem: Sur des Vertébrés de l'Éocène d'Egypte et de Tunisie. (Bull. de la soc. géol. de France. (4.) **7.** 412. 1907.)

Neben einigen Fischresten, je einem Krokodil- und Schildkrötenrest, wird der linke Unterkiefer von *Protosiren Fraasi* Abel beschrieben und abgebildet. Fundschicht: obere Lagen des Eocäns von Mokattam (Egypten).

W. Freudenberg.

Reptilien.

B. Brown: The Ancylosauridae, a new Family of armored Dinosaurs from the upper cretaceous. (Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. **24.** 1908. 187—201. 19 Fig.)

Als *Ancylosaurus magniventris* n. g. et sp. wird ein Skelett aus der oberen Kreide von Montana beschrieben. Die Reste bestehen aus dem Schädel, einer Anzahl Wirbel mit Rippen, einer Scapula und einer Menge Panzerplatten. Der Schädel ist eigentümlich kurz, breit und flach und von polygonalen Panzerplatten bedeckt. Die hinteren Rippen sind mit den Wirbeln verwachsen, während die vorderen frei sind. Die Scapula ist dick und mit kräftigen Muskelansätzen versehen; das Coracoid ist mit der Scapula koossifiziert. Nach dem Verf. sollen *Palaeoscincus, Troodon* und *Stereocephalus* mit *Ancylosaurus* eine neue Familie, die Ancylosauridae, bilden. Die Vertreter dieser Familie sind namentlich durch

vollständige Rücken- und Seitenpanzerung des Rumpfes, Halses und Schwanzes ausgezeichnet. Diese Familie soll zu der größeren Gruppe der Stegosauriden gehören. Über das Verhältnis zu *Polacanthus* und *Acanthopholis*, die beide durch die gleichen Merkmale ausgezeichnet sind, sowie auch zu *Nodosaurus* spricht Verf. sich nicht näher aus. [Hierin liegt der schwache und in der Tat sehr angreifbare Punkt dieser Abhandlung. Auch *Stegopelta* und *Hoplitosaurus*, die in obige Gruppe gehören, bleiben unberücksichtigt. Durch neuere Untersuchungen von Williston ist festgestellt, daß *Stegopelta* ein selbständiges Genus ist und daß *Polacanthus*, *Stegopelta* und *Palaeoscincus* auf das engste miteinander verknüpft sind. Ref.]

Huene.

A. S. Woodward: On a Megalosaurian tibia from the lower Lias from Wilmcote, Warwickshire. (Ann. Mag. Nat. Hist. (8.) **1**. 1908. 257—259. 3 Fig.)

Beschreibung einer 45 cm langen Tibia aus der Angulatenzone, die in ihrem Distalende entschieden mehr an *Megalosaurus* als an triassische Formen erinnert, wogegen das Proximalende mit etwas nach oben gerichteter Tuberositas dem triassischen *Gresslyosaurus ingens* nicht unähnlich ist. Diese Tibia darf wohl einem *Megalosaurus* zugezählt werden, der sich aber noch an triassische Formen deutlich anlehnt. **Huene.**

R. L. Moodie: The Sacrum of the Lacertilia. (Biological Bull. **13**. 1907. 84—93. 1 Fig.)

Verf. bestreitet das Vorhandensein echter Sakralrippen bei allen rezenten und fossilen Lacertiliern und findet auch bei den ältesten Formen keinen Aufschluß über diesen Zustand. **Huene.**

S. W. Williston: North american Plesiosaurs. *Trinacromerum*. (The Journ. of Geol. **16**. 1908. 715—735. 15 Fig.)

Die Gattung *Trinacromerum* ist nahe verwandt mit *Dolichorhynchops* und wahrscheinlich ident mit *Polycotylus*. Verf. möchte sich zwar hierin erst definitiv entscheiden, wenn bessere Schädel von *Polycotylus* bekannt sind. Die Gaumenansicht von *Trinacromerum bentonianum* ist dadurch interessant, daß die weit nach vorn reichende mediane Lücke zwischen den Pterygoiden in ihrer hinteren Hälfte vom Parasphenoid längs geteilt wird. Auch scheint das Parasphenoid sich an seiner Spitze zu verbreitern, so daß es dort mit beiden Pterygoiden zusammentrifft. Dieses Verhalten ist höchst eigentümlich und wohl noch nicht ganz geklärt. Auch der Schultergürtel mit eigentümlich schmalen Coracoiden und festverwachsenen Claviculae und Interclavicula, die vorn spitz zulaufen, bietet Interessantes

und Neues. Am Schluß wird eine neue Art *T. latimanus* beschrieben, die sich nur auf einen Humerus gründet. Diese Reste stammen alle aus den Fort Benton-Schichten von Kansas und Wyoming. **Huene.**

E. T. Leeds: On *Metriorhynchus brachyrhynchus* (Desl.) from the Oxford Clay near Peterborough. (Quart. Journ. Geol. Soc. **64**. 1908. 345—357. 2 Fig. Taf. 40 u. 41.)

Metriorhynchus brachyrhynchus war bisher nur aus der Normandie bekannt. Zum erstenmal wird diese Art im englischen Oxford Clay festgestellt. Es werden zwei wohlerhaltene Schädel beschrieben und abgebildet. Interessant ist die Tatsache, daß der Vomer sich zwischen den Pterygoiden sehr weit nach hinten ausdehnt und sogar beinahe das Basisphenoid erreicht und daß die Trennung der beiden Nasengänge durch ihn bis an die Choanen eine vollständige ist. **Huene.**

R. L. Moodie: Reptilian Epiphyses. (Amer. Journ. Anatomy. **7**. 1908. 443—467. 24 Fig.)

Verf. zeigt, daß die Schildkröten keine knöchernen Epiphysen haben und daß die keilförmigen sogen. Epiphysen der Plesiosaurier nicht solche, sondern Teile der Diaphyse sind, deren Homologa auch bei den anderen Sauropsiden gefunden werden. Krokodile haben keine Epiphysen, aber Lacertilia häufig wohl. Weiter werden Betrachtungen über den Charakter und die Entstehungsursachen der Epiphysen angeknüpft. **Huene.**

R. L. Moodie: The relationship of the turtles and Plesiosaurs. (Kansas University Sc. Bull. **4**. 1908. 319—327. 2 Fig.)

Verf. kommt zu folgenden Schlüssen: Beide Gruppen sind nicht direkt verwandt, sie haben unter ähnlichen Verhältnissen eine parallele Entwicklung durchgemacht. Die Schädel sind sehr verschieden. Das Plastron der Schildkröten ist nicht homolog dem ventral ausgebreiteten Schulter- und Beckengürtel der Plesiosaurier. Schildkröten haben auch embryonal nur 8 Halsfragmente, während die Plesiosaurier nach Williston 13—76 (!) Halswirbel besitzen. **Huene.**

O. P. Hay: On the habits and the pose of the sauropodous Dinosaurs, especially of *Diplodocus*. (Amer. Naturalist. **42**. 1908. 672—681.)

Die Nahrung von *Diplodocus* soll nach dem Verf. aus weichen Wasserpflanzen bestanden haben, da die langen meißelförmigen Zähne nicht zum Kappen von härteren Pflanzen des festen Landes sich eigneten. Hiermit wendet Verf. sich u. a. gegen Knight's Restauration. Durch

Hatcher weiß man, daß *Diplodocus* sich in sumpfiger Gegend aufhielt. Die meist angenommene pachydermenartige, hochbeinige Haltung von *Diplodocus* und anderen Sauropoden scheint dem Verf. unvereinbar mit der sumpfigen Landschaft, denn die ungeheuer schweren Tiere müßten da allzutief eingesunken sein. Daher nimmt Verf. krokodilartige Haltung als die übliche an. *Diplodocus* soll aber auch ein guter Schwimmer gewesen sein. **Huene.**

O. P. Hay: On certain genera an species of carnivorous dinosaurs, with special reference to *Ceratosaurus nasicornis* Marsh. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **35**. 1908. 351—366. 4 Fig.)

Zuerst werden mehrere Arten der Gattung *Labrosaurus* besprochen. Dann wird festgestellt, daß die Gattungen *Antrodemus* Leidy und *Labrosaurus* Marsh doch nicht ident sind, wie Verf. früher (in seinem Katalog 1902) behauptet hatte. In bezug auf die Trennung der Gattungen *Creosaurus* und *Allosaurus* herrscht einige Verwirrung. Die Mehrzahl der bis jetzt gefundenen Reste hält Verf. (entgegen anderen Autoren wie Williston und Osborn) für *Creosaurus*, namentlich die von Osborn als *Allosaurus* beschriebenen Schädel und Skeletteile, die zu einem vollständigen in New York aufgestellten Skelett gehören. Weiter werden die etwas zweifelhaften Unterschiede zwischen *Albertosaurus* und *Deinodon* besprochen. Die Gattung *Amblysodon* erscheint sehr zweifelhaft begründet und fällt vielleicht mit *Deinodon* zusammen.

Schließlich wird der Schädel des Originals von *Ceratosaurus nasicornis* neu beschrieben und von mehreren Seiten abgebildet, wobei sämtliche Knochennähte gezeigt werden. Lacrymale und Präfrontale sind deutlich gesondert, während ein Postorbitale nicht abgetrennt ist. Ein Epipterygoid ist als stabförmiger Knochen, der bis an das Parietale reicht, entwickelt. Die Vomera sind klein, die Palatina groß. Die inneren Nasenöffnungen sind medial hauptsächlich von den Palatina, nur vorne etwas von den Vomera begrenzt. Am Unterkiefer ist das Spleniale auffallend groß. **Huene.**

A. S. Woodward: On a new dinosaurian reptile (*Sclerosmochlus Taylori* n. g. n. sp.) from the Trias of Lossiemouth, Elgin. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **63**. 1907. 140—144. 1 Fig. Taf. 9.)

Unter dem neuen Gesichtspunkt werden 4 kleine Skelette beschrieben, die z. T. schon längere Zeit in den Sammlungen lagen. Schon aus der Beschreibung und Abbildung ist zu ersehen, daß es sich nicht um einen Dinosaurier handeln kann. Die Größe des Schädels, die Kürze und geringe Zahl der Halswirbel, die Schlankheit des Humerus, das Vorhandensein eines gespornten Calcaneus und die relative Länge des Metatarsale I verbieten die Zurechnung zu den Dinosauriern. Auf Grund eigener Unter-

suchungen an den Originalen konnte Ref. 1908 („Die Dinosaurier der europäischen Triasformation", Kap. 9) nachweisen, daß der Gaumen und der Bau des Beckens mit den Pseudosuchia übereinstimmen. **Huene.**

A. S. Woodward: On some fossil reptilian bones from the State of Rio Grande do Sul. (Revista do Museu Paulista. **7**. 1907. 46—57. Fig. 1—4 u. Commissão de Estudes das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. 1908. 203—207. 4 Fig.)

—: Fossil reptilian bones from Brazil. (Geol. Mag. **5**. 1908. 251—256. 4 Fig.)

Es werden Wirbel und Klauen eines großen Reptils als *Scaphonyx Fischeri* n. g. et sp. beschrieben, die *Euskelosaurus* ähnlich sein sollen und daher als triassische Dinosaurier betrachtet werden. [Weder Halswirbel noch Klauen können einem Dinosaurier (Theropoden) angehören. Der von Seeley beschriebene Halswirbel, auf den Bezug genommen wird, gehört ebensowenig zu *Euskelosaurus*, sondern wahrscheinlich zu einem riesigen Therocephalen. Dahin werden auch die brasilischen Reste gehören. Ref.] **Huene.**

J. H. McGregor: On *Mesosaurus brasiliensis* n. sp. from the Permian of Brazil. (Commissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil. Rio de Janeiro 1908. 302—336. 2 Fig. 4 Taf.)

Das neue Material ist in einem sehr guten Erhaltungszustand. Das größte der Skelette war ursprünglich über 1 m lang. Von *Stereosternum tumidum* unterscheiden sich die Skelette durch das Vorhandensein einer Incisura obturatoria des Pubis anstatt eines Foramen; infolgedessen werden sie zu *Mesosaurus* gestellt. Die Neuralregion des Schädels ist kurz, die Orbitae sind groß, die Nasenlöcher liegen nahe vor den letzteren; die Nasalia erinnern sehr an Ichthyosaurier. Die Prämaxillen sind sehr lang, während die Maxillen kurz. Der Vomer ist mit einer Zahnreihe versehen. Die Kieferzähne (38 oben und 48 unten) sind von ungewöhnlicher Länge. Es scheint ziemlich sicher zu sein, daß doppelte Schläfendurchbrüche vorhanden waren. Es sind 29 Präsakralwirbel da, wovon 11 und 18 dem Rücken angehören, ferner 2 Sakralwirbel. Zum erstenmal ist hier der Schultergürtel vollständig bekannt geworden. Die Scapula ist kurz und beilförmig, das Ceracoid groß und breit und von einem Foramen durchbohrt. Pubis und Ischium sind plattenförmig, das Ileum in der Mitte eingeschnürt. Der Humerus hat distal 2 Durchbohrungen. In Carpus und besonders Tarus fällt die Größe der Knochen der ersten Reihe auf; die zweite Reihe besteht aus 5 Knöchelchen. Die Rippen sind enorm dick. Feine Abdominalrippen sind vorhanden. Die Tafeln stellen die Skelette in ganz vorzüglicher Weise dar. Auf die systematische Stellung der Proganosaurier wird nicht eingegangen. **Huene.**

J. C. Merriam: Triassic Ichthyosauria with special reference to the american forms. (Mem. Univ. California. 1. 1. 1908. 155 p. 154 Fig. 18 Taf.)

In der vorliegenden Abhandlung gibt Verf. eine ausführliche und reich illustrierte Zusammenfassung seiner früheren Arbeiten über triassische Ichthyosaurier. An der Spitze steht eine geschichtliche und stratigraphisch-geographische Einleitung. Dann folgt eine 53 Seiten umfassende sehr gründliche osteologische Besprechung der triassischen Formen. Eine Vergleichung der triassischen mit den späteren Ichthyosauriern zeigt, daß alle mit der Anpassung an das Wasserleben in Zusammenhang stehenden Merkmale bei den triassischen Formen noch weniger stark ausgeprägt sind. Die Frage nach der Abstammung der Ichthyosaurier wird diskutiert, kann aber zu keiner Entscheidung gebracht werden, Verf. hält den Zusammenhang mit den primitivsten Rhynchocephalen für wahrscheinlich. In bezug auf Variation wird festgestellt, daß sie bei allen Gruppen gleiche Richtung hat, daß sie gleichmäßig und nicht sprungweise fortschreitet und daß sie schließlich bekanntermaßen einen bedeutenden Grad erreicht. Die Klassifikation gestaltet sich folgendermaßen:

Ichthyosauria.

I. Mixosauridae.
1. Mixosaurinae.
Mixosaurus.
2. Shastasaurinae.
Cymbospondylus.
Merriamia.
?Toretocnemus.
Delphinosaurus.
Shastasaurus.

II. Ichthyosauridae.
1. Ichthyosaurinae.
Ichthyosaurus.
2. Baptanodontinae.
Baptanodon.
Ophthalmosaurus.

Darauf folgt die Einzelbeschreibung der schon früher bekannten Arten, denen nur *Cymbospondylus? natans* n. sp. hinzugefügt wird.

Huene.

J. H. Mc Gregor: The Phytosauria with especial reference to *Mystriosuchus* and *Rhytidodon.* (Mem. Amer. Mus. Nat. Hist. IX, 2. 1906. 30—100. 26 Fig. Taf. 6—11.)

Zuerst wird das Stuttgarter Material von *Mystriosuchus* beschrieben, hauptsächlich der Schädel. Eine Revision des Materials nach den zwar seinerzeit vortrefflichen, aber doch jetzt teilweise veralteten Arbeiten H. v. Meyer's war dringend nötig, zumal inzwischen neue Funde hinzugekommen waren. Verf. bespricht zwar Knochen für Knochen einzeln, aber doch wäre oft mehr Gründlichkeit erwünscht; Pterygoid, Quadratum, die otischen Knochen konnten nur unvollständig beschrieben werden. Das vorhandene Epipterygoid wurde übersehen. Nichtsdestoweniger brachten Text und Tafeln viel Interessantes. Bei *Rhytidodon* ist der Schädel in weniger guten Exemplaren bekannt, dafür aber das Skelett sehr viel voll-

ständiger als bei *Mystriosuchus*. Die präsakrale Wirbelsäule besteht aus 9 Hals- und 17 Rückenwirbeln, also 26 im ganzen; es folgen 2 Sakralwirbel. Sehr eingehend ist der vergleichende Teil, in dem die Phytosaurier mit den Rhynchocephalen, den Aëtosauriern, den Krokodilen, den Dinosauriern und den Ichthyopterygiern verglichen werden. In sehr übersichtlicher und praktischer Weise werden die charakteristischen Merkmale der Phytosaurier einerseits und der betr. Gruppe anderseits einander gegenübergestellt. Nach jeder Tabelle folgt eine sorgfältige Abwägung des Urteils über den Wert der betreffenden Merkmale. Dieser Teil zeichnet sich durch besondere Gründlichkeit aus. Phytosaurier und Aëtosaurier werden nach dem Vorgang des Ref. zu der Ordnung Parasuchia zusammengefaßt. Die Parasuchia werden von den Krokodilen (entgegen Huxley) abgetrennt. Die Parasuchia sollen die meisten Beziehungen zu den Rhynchocephalen haben, sind aber auch mit den Dinosauriern nicht weit verwandt. Überraschenderweise werden eine große Anzahl morphologischer Ähnlichkeiten mit den Ichthyosauriern herausgefunden. Am Schluß folgt eine Zusammenstellung aller bekannten Parasuchier-Arten. **Huene.**

W. J. Holland: The Osteology of *Diplodocus* Marsh. (Mem. Carnegie Museum. Pittsburgh. 2. 6. 1905. 225—264. 30 Fig. Taf. 23—30.)

Diese Abhandlung beabsichtigt eine bis dahin empfindliche Lücke in der Kenntnis des Schädels von *Diplodocus* auszufüllen. Vom Skelett werden nur wenige Punkte noch hervorgehoben. Dem Verf. standen mehrere ausgezeichnete Schädel zur Verfügung. Die Beschreibung ist eine ziemlich eingehende, aber leider in mancher Hinsicht fehlerhafte. Manches davon ist inzwischen durch Hay zurechtgestellt worden (s. folgendes Referat). Was als Alisphenoid bezeichnet wird, ist Prooticum. Die Deutungen der Öffnungen der Gehirnkapsel sind (nach Hay und Versluys z. T.) folgendermaßen zu ändern (Fig. 5, p. 233): XII und IX = 2 Hypoglossuslöcher. fo. = Vagusgruppe. p. c. a. = Fenestra vertibuli und jugulare. a. ca. = Foramen trigemini (ovale). V = Trochlearis (IV). III = Aculomotorius (III). II Opticus (II). Zwei lange, schmale, in der Mittellinie sich berührende Knochen, die von der Schnauze bis zum Vorderrande der Nasenlöcher reichen, hält Verf. für laterale Ethmoide. Das ist natürlich ausgeschlossen. Ref. hält sie mit Bestimmtheit für Septomaxillaria, falls sie wirklich ein selbständiges Knochenpaar bilden; sie hätten dann genau die gleiche Lage wie bei den Phytosauriern. Die Propraeorbitalöffnungen hält Verf. für supplementäre Nasenöffnungen, davon kann selbstverständlich keine Rede sein. Vom Skelett wird nur weniges hervorgehoben: Der Atlas erfährt eine eingehende Darstellung. Zum erstenmal werden die distalen gestreckten Schwanzwirbel beschrieben, die den Schwanz gegenüber früheren Darstellungen wesentlich verlängern. Zuletzt ist noch von den problematischen Clavikeln oder Penisknochen die Rede. Ihre wahre Natur ist noch nicht sichergestellt. **Huene.**

O. P. Hay: Dr. W. J. Holland on the skull of *Diplodocus*. (Science. N.-S. **28**. 1908. 517—519.)

Verf. gibt eine Reihe von Zurechtstellungen, die teilweise im vorhergehenden Referat angebracht sind. Zum kleineren Teil kann Ref. mit dem Verf. auch nicht ganz übereinstimmen. **Huene.**

Ch. W. Gilmore: Osteology of *Baptanodon* Marsh. (Mem. Carnegie Museum. Pittsburgh. **2**. 2. 1905. 77—129. 25 Fig. Taf. 7—12.)

—: Notes on Osteology of *Baptanodon* with a description of a new species. (Mem. Carnegie Museum. Pittsburgh. **2**. 9. 1905. 325—337. 13 Fig. Taf. 36—38.)

Die Osteologie besonders auch des Schädels wird an gutem Material zum erstenmal wirklich eingehend dargestellt. Ein unterer Schläfendurchbruch ist bekanntermaßen nicht vorhanden. Zwischen dem Squamosum, Postfrontale und Postorbitale und über dem Quadratum erscheint ein „Supratemporale". Vom Quadratum, Postorbitale und Jugale begrenzt liegt ein kleines dreieckiges „Quadrato-jugale". Unter der unsymmetrisch-brillenförmigen Nasenöffnung liegt das dreieckige Lacrymale. Die Maxilla ist klein und unbezahnt, während die Prämaxilla teilweise bezahnt ist. Am Hinterhaupt artikulieren Exoccipitale, Opisthoticum und Stapes mit dem Basioccipitale. Wirbelsäule, Brust- und Beckengürtel und Extremitäten werden auch ausführlich besprochen. Merkwürdigerweise hält Verf. an der Trennung der Gattungen *Baptanodon* und *Ophthalmosaurus* fest, ohne jedoch überzeugende Gründe dafür beizubringen. Die neue Art wird *Baptanodon robustus* genannt. **Huene.**

F. v. Nopsca: Zur Kenntnis der fossilen Eidechsen. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns etc. **21**. 1908. 33—61. 4 Fig. Taf. III.)

Über die fossilen Eidechsen weiß man noch viel zu wenig. Verf. hat sich der Mühe unterzogen, alles zusammenzustellen, was sich in der Literatur über dieselben findet. Diese Nachrichten sind sehr ungleichwertig, da einzelne auf ganz unzulängliche Reste sich beziehen. Die Arten verteilen sich auf 57 Gattungen, unter denen die Anguiniden und Helodermatiden mit 20 Spezies dominieren. Die älteren Formen datieren vom Neocom. In der zweiten Hälfte wird über einige noch unbeschriebene Dolichosaurier berichtet, nämlich über *Adriosaurus Suessi, Dolichosaurus longicollis* und *Coniosaurus crassidens*. In einem Schlußabschnitt wird wahrscheinlich gemacht, daß die Schlangen sich von den Dolichosauriden und die Pythonomorphen sich von den Aigialosauriden herleiten. **Huene.**

C. J. Merriam: Notes on the Osteology of the Thalattosaurian genus *Nectosaurus*. (Univ. of California Publ. Bull. Geol. 5. 1908. 217—233. Taf. 17 u. 18.)

Es werden einzelne Knochen aus der kalifornischen Obertrias beschrieben, die mit *Thalattosaurus shastensis* eine gewisse Ähnlichkeit haben. Die Bezahnung weicht etwas ab und die Extremitätenknochen sind gestreckter. Sie gehören zu der schon früher errichteten Art *Nectosaurus halius* Merriam. **Huene.**

W. Branca: Sind alle im Innern von Ichthyosauren liegenden Jungen ausnahmslos Embryonen? (Abh. preuß. Akad. d. Wiss. 1907 (1908). 34 p. 2 Fig. 1 Taf.)

—: Nachtrag zur Embryonen-Frage bei *Ichthyosaurus*. (Sitz.-Ber. preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. 18. 1908. 392—396.)

Verf. weist nach, daß manche sogen. Embryonen keine solchen sein können, sondern daß es höchstwahrscheinlich gefressene Tiere sind, während andere doch als Embryonen betrachtet werden dürfen. Es wird darauf aufmerksam gemacht, daß das Verschlingen selbst mehrerer ganzer Tiere der gleichen oder einer ähnlichen Art auch bei rezenten Cetaceen und Fischen vorkommt und daß dies gelegentlich den Tod des verschlingenden Tieres herbeiführen kann. **Huene.**

E. Fraas: Dinosaurierfunde in Ostafrika. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 64. 1908. 84.)

—: Funde von Dinosauriern in Deutsch-Ostafrika. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1908. 172.)

—: Ostafrikanische Dinosaurier. (Paläontographica. 52. 1908. 105—144. 16 Fig. Taf. 8—12.)

Die Entdeckung eines großen Feldes fossiler Knochen durch den Ingenieur Sattler veranlaßte den Verf., eine Expedition an die Fundstelle zu unternehmen. Am Abhang des Tendaguru, eines isolierten Bergkegels östlich von Lindi, haben sich in großer Menge z. T. zusammenhängende Reste von Sauropoden gefunden. Die Knochen liegen in bunten sandigen Mergeln der terrestrischen Makondeschichten, die von marinen Schichten mit Cenomanfauna unterlagert werden. Das Vorkommen der Dinosaurier vergleicht Verf. mit dem ihm aus eigener Anschauung bekannten der Comobeds im Felsengebirge. Es konnte vorläufig nur wenig transportiert werden, aber spätere Ausbeutung ist beabsichtigt. Unter den Namen *Gigantosaurus africanus* und *robustus* werden verschiedene Skeletteile (Rücken-, Sakral- und Schwanzwirbel, Rippen, Scapula, Ileum, Ischium und vollständige Hinterextremität) beschrieben und abgebildet. Der Name *Gigantosaurus* ist — wie Verf. zwar selbst erwähnt — von Seeley 1869 an Wirbel und Fußknochen eines Dinosauriers aus dem englischen Kimmeridge Clay vergeben worden, die Spezies ist zwar 1888 von Lydekker

zögernd mit *Ornithopsis humerocristatus* vereinigt worden; aber weder ist die Berechtigung dieser Vereinigung sichergestellt, noch ist es nach den Grundsätzen der Normenklatur angängig, einen einmal vergeben gewesenen (und wieder eingezogenen) Namen von neuem zu verwenden. Der Gattungsname *Gigantosaurus* als Bezeichnung für die afrikanischen Sauropoden muß also durch einen anderen ersetzt werden, worauf Ref. schon Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1908. p. 296 hingewiesen hat. Verf. ist der Ansicht, die ersten sicheren Sauropoden der oberen Kreide gefunden zu haben. Es sind dagegen außer einigen unsicheren doch 4, und wenn man von *Titanosaurus* aus Madagaskar und Indien absieht, 3 recht vollständige und sogar noch jüngere Vorkommen zu erwähnen: *Hypselosaurus* aus der obersten Kreide des unteren Rhonetales, *Argyrosaurus* und *Microcoelus* aus dem patagonischen Dinosauriersandstein, der an der Grenze von Kreide und Tertiär liegt und vielleicht sogar zu letzterem gehört. [Die neuen Sauropoden sind, soweit sich aus dem bisherigen Material ersehen läßt, als recht fortgeschrittene Morosauriden aufzufassen (nicht Diplodociden des Ischiums wegen; auch nicht Atlantosauriden nach der Familiendefinition des Ref.), sie passen aber der cavernösen Schwanzwirbel wegen nicht ganz in den Rahmen der eigentlichen Morosauriden, stammen aber wohl direkt von ihnen ab. Ref.] **Huene.**

Hatcher †, Marsh †, Lull: The Ceratopsia. (Monogr. U. S. geol. Survey. **49**. 1907. 198 p. 125 Fig. 51 Taf.)

Durch diese große und reich illustrierte Monographie ist endlich die große Masse amerikanischer Ceratopsiden allgemein zugänglich gemacht. Die Vorarbeiten stammen z. T. von Marsh. Hatcher hatte einen bedeutenden Teil der Arbeit druckfertig gemacht und die Mehrzahl der Abbildungen fertiggestellt. Lull hat das Werk vollendet. Die amerikanischen Ceratopsia umfassen 11 Gattungen mit 33 Arten. Als mögliche europäische Vertreter der Ceratopsia werden *Struthiosaurus* und *Crataeomus* aus der Gosau-Kreide hingestellt. Einen Überblick über die geologische Verteilung und zugleich über die natürliche Systematik gibt folgende Tabelle (p. 161):

Geologischer Horizont	*Triceratops*-Stamm	*Torosaurus*-Stamm
Denver beds	*Triceratops*	
Laramie von Converse Co., Wyo.	*Diceratops*, *Triceratops*	*Torosaurus*
Laramie von Black Buttes, Wyo.	*Agathaumas*	
Judith River (Belly River)	*Centrosaurus*, *Monoclonius*	*Ceratops*

Ein sehr ausführlicher Abschnitt ist der allgemeinen Osteologie gewidmet. Dann folgt die sehr detaillierte Beschreibung der Arten. Auch

die Fundorte und ihre stratigraphischen Verhältnisse werden erörtert. In jeder Hinsicht enthält die Arbeit eine große Menge Neues, sie ist eine der wichtigsten und umfassendsten auf dem Gebiet der Dinosaurier überhaupt.

Huene.

R. S. Lull: The cranial musculature and the origin of the frill in the Ceratopsian Dinosaurs. (Amer. Journ. of Sc. **25**. 1908. 387—399. 10 Fig. Taf. 1—3.)

Es werden zuerst die Kiefer- und Nackenmuskeln erörtert, die die Ceratopsia wahrscheinlich besaßen. In diesem Zusammenhang wird auf die Stärke des Nackens, die Hörner und die häufigen von Hörnerstößen herrührenden Verletzungen des knöchernen Nackenkragens aufmerksam gemacht und der Schluß häufiger Kämpfe der Ceratopsiden unter sich gezogen. Zur Entstehung des Nackenkragens wird eine dreifache Ursache angenommen, zuerst Verbreiterung der Muskelansätze, Deckung der Blutgefäße gegen Verletzung und zuletzt Schließung der Lücken zum besseren Schutz gegen feindliche Angriffe; Hand in Hand damit nimmt die Entwicklung der Hörner zu. Unter den lebenden Tieren hat *Chamaeleo Owenii* bei weitem die größte, und zwar eine wirklich überraschende Ähnlichkeit mit *Triceratops*. **Huene.**

O. P. Hay: Description of five species of North American fossil turtles four of which are new. (Proceed. U. S. Nat. Mus. **35**. 161—169. Taf. 26—27.)

Es werden obercretaceische und tertiäre Schildkröten beschrieben, von denen folgende neu sind: *Hoplochelys caelata, Echmatemys rivalis, Terrapene longinsulae* und *Aspideretes granifer*. **Huene.**

M. L. Lambe: On a new Crocodilian genus and species from the Judith River formation of Alberta. (Transact. R. Soc. Canada. (3.) **1**. Geol. 1908. 219—244. Taf. 1—5.)

Reste eines kurzschnauzigen procölen Krokodils aus der Oberkreide des Red Deer River in Canada werden als *Leidyosuchus canadensis* beschrieben und abgebildet. Die Bezahnung erinnert an *Diplocynodon*. Die Form des Occiput und die Größe des oberen Schläfendurchbruchs erinnert mehr an Krokodile als an Alligatore. **Huene.**

E. Auer: Über einige Krokodile der Juraformation. (Paläontographica. **55**. 1909. 217—294. 15 Fig. Taf. 22—26.)

Die Arbeit befaßt sich in erster Linie mit einigen Arten der Gattung *Steneosaurus* aus dem Oxford Clay der Gegend von Peterborough. In

der Einleitung wird die Gattung *Steneosaurus* ausführlich diskutiert und mit den nächstverwandten verglichen. Die zu *Mystriosaurus* gezählten Arten werden auch zu *Steneosaurus* gezogen, so daß ersterer Gattungsname überhaupt zu verschwinden hat. *Sericodon* wird ebenfalls mit *Steneosaurus* vereinigt. Den meisten Raum nimmt die sehr detaillierte Beschreibung von *St. Larteti* var. *Kokeni* n. var. (Tübingen) ein. Diese Varietät unterscheidet sich hauptsächlich durch Form und Größe der Nasalien sowie durch die Zahl der Zähne vom Typus der Art. Bei der Wirbelbeschreibung findet Verf. Gelegenheit, auf Grund reichen und guten Materials auf Jaekel's Ausführungen über die beiden ersten Halswirbel (von *Metriorhynchus* etc.) einzugehen und sie zu widerlegen. Er rehabilitiert die alte Auffassung, daß nicht das untere unpaare Stück des Atlas das Atlaszentrum ist, sondern daß dieses im Dens epistrophei zu suchen ist. Als neue Art wird vom gleichen Fundort ein in Stuttgart befindlicher Schädel, *Steneosaurus teleosauroides*, beschrieben. Zwei junge *Steneosaurus*-Schädel und Skeletteile von *Metriorhynchus* cf. *Moreli* Desl. werden noch in den Kreis der Untersuchungen gezogen. In einem Schlußabschnitt wendet Verf. sich unter Anlehnung an frühere Untersuchungen von Koken gegen die Vereinigung der Parasuchia mit den Krokodilen, ebensosehr aber auch gegen die scharfe Trennung der Krokodile in Meso- und Eusuchia. Zahlreiche gute Abbildungen im Text und auf den Tafeln führen das Untersuchungsmaterial vor. **Huene.**

O. P. Hay: The fossil turtles of North America. (Carnegie Institution. Washington. Publ. No. 75. 1909. 568 p. 704 Fig. 113 Taf.)

Dieses Buch ist eine der größten und wertvollsten Erscheinungen im Gebiet der Wirbeltierpaläontologie seit längerer Zeit. Es wurden 268 Arten gefunden, von denen 76 neu sind. Zu *Glyptops* und *Probaëna* gehören die ältesten Arten, sie beginnen im obersten Jura.

An erster Stelle steht eine 16 Seiten umfassende allgemeine Osteologie der Schildkröten. Im zweiten Abschnitt wird der Umfang der Modifikationen der Schildkröten besprochen. Der dritte Abschnitt ist den primären und sekundären Charakteren der Schildkröten gewidmet. Kap. 4 handelt über die Klassifikation. Die vom Verf. befolgte Einteilung ist folgende:

Ordnung: Testudines.
- Unterordnung I: Athecae.
  - Familie: Dermochelyidae.
- Unterordnung II: Thecophora.
  - Superfamilie 1: Amphichelydia.
    - Familien: Pleurosternidae, Baënidae, Plesiochelyidae (?).
  - Superfamilie 2: Pleurodira.
    - Familien: Bothremyidae, Pelomedusidae, Chelyidae, Miolanidae.

Superfamilie 3: Cryptodira.

Familien: Thalassemydidae, Toxochelyidae, Desmatochelyidae, Protostegidae, Cheloniidae, Tretosternidae, Chelydridae, Dermatemydidae, Platysternidae, Kinosternidae, Carettochelydae, Emydidae, Testudinidae.

Superfamilie 4: Trionychoidea.

Familien: Plastomenidae, Trionychidae.

Kap. 5 behandelt die Herkunft der Schildkröten. Vert. sucht unter den Cotylosauriern (Cope) nach den Vorfahren, am nächsten der Wurzel scheinen ihm die Otocoelidae zu stehen.

Im folgenden Abschnitt wird die geographische Verbreitung der lebenden Schildkröten besprochen und der nächste bringt die geologische Verteilung der Schildkröten. Darauf folgt die Einzelbeschreibung.

Die neuen Arten und Gattungen sind folgende:

Glyptops caelatus, Gl. pervicax, Gl. depressus, Baëna escavada, B. sima, B. clara, B. riparia, B. emiliae, Eubaëna, E. latifrons, Thescelus, Th. insiliens, Th. rapiens, Charitemys, Ch. captans, Naomichelys, N. speciosa, Thaphroophys dares, Amblypeza, A. entellus, Nayadochelys, N. ingravata, Osteopygis robustus, Lytoloma Wielandi, Erquelinnesia molaria, Rhetechelys, Toxochelys elkader, Protostega potens, P. advena, Procolpochelys, Macrochelys floridana, Adocus lacer, Alamosemys, A. substricta, Hoplochelys, H. saliens, H. paludosa, Kallistira, Baptemys tricarinata, B. fluviatilis, Gyromys, G. spectabilis, Clemmys morrisiae, Echmatemys arethusa, E. cyane, E. ocyrrhoë, E. aegle, E. naomi, E. pusilla, E. callopyge, E. uintensis, Chrysemys timida, Deirochelys floridana, Trachemys sculpta, T. jarmani, T. trulla, Pseudemys extincta, P. caelata, Hadrianus tumidus, Stylemys capax, St. conspecta, Testudo Thomsoni, T. vaga, T. farri, T. emiliae, T. pansa, T. impensa, T. campester, Plastomenus visendus, P. tantillus, Helopanoplia, H. distincta, Aspideretes splendidus, A. fontanus, A. austerus, A. vorax, A. sagatus, A.(?) nassau, A. puercensis, A. singularis, A. ellipticus, A. grangeri, Amyda aequa, A. franciscae, A. salebrosa, A. exquisita, A. mira, A. egregia, A. crassa, Temnotrionyx manducans, Platypeltis postera, P. extensa. **Huene.**

Fische.

Erich Heinecke: Die Ganoiden und Teleostier des lithographischen Schiefers von Nusplingen. (Geol.-paläont. Abh. herausgeg. von E. Koken. N. F. 8. Heft 3. 1907. 58 p. 8 Taf. Jena.)

Die Nusplinger Schiefer werden mit Koken und Schmierer in das Niveau der Solnhofener Plattenkalke gestellt; von den 20 Arten von Fischen, die Heinecke aus Nusplingen beschreiben kann, sind 16 auch aus Franken bekannt und zu der neuen Art *Eugnathus Vetteri* gehört auch das von Vetter als *Pholidophorus latimanus* beschriebene Exemplar aus Eichstätt.

Die Liste ist:

I. Ganoidei.

1. Crossopterygii.

Undina acutidens Reis, *Coccoderma suevicum* Qu.

2. Pycnodonti.

Gyrodus circularis Ag.

3. Lepidostei.

Pholidophorus macrocephalus Ag., *Ph. microps* Ag., *Ph. dentatus* Qu., *Eugnathus Vetteri* n. sp., *E. microlepidotus* Ag., *Ophiopsis tenuiserrata* Ag., *Aspidorhynchus acutirostris* Bl.

4. Amioidei.

Hypsocormus macrodon Wagn., *Caturus furcatus* Ag., *Eurycormus speciosus* Wagn., *Aethalion Knorri* Bl., *Oenoscopus cyprinoides* Wagn., *O.* cf. *Münsteri* Wagn., *Eurypoma grande* S. Woodw.

II. Teleostei.

Clupeidae.

Thrissops clupeoides Winkl., *Leptolepis dubius* Bl., *L. sprattiformis* Bl.

Undina acutidens Reis. Ein zerdrückter Kopf, an dem die untere Fläche des Cranium, die Palatoquadratbögen, Unterkiefer, Kiemenbögen, Hyoidbögen und die Jugularplatten sich analysieren lassen. Das Pterygosuspensorium zeigt die für *Undina* charakteristische Gestalt. Das deutliche Stylohyale (Huxley) gibt Anlaß zu einigen Bemerkungen über die von Reis verteidigte präclaviculare Flosse, welche am unteren Ende des Metapterygoids (d. h. des Stylohyale) inseriert. Heinecke macht besonders auch auf die verschiedene Form aufmerksam, welche die „präclaviculare" Flosse in zwei von Reis gebrachten Abbildungen zeigt.

„Der Form der Strahlen nach möchte man glauben, daß es sich in dem einen Falle um proximale Enden randlicher, in dem anderen Falle um distale Enden mehr in der Mitte stehender Strahlen der Brustflosse handelt. Wie sollte es kommen, daß die präclaviculare Flosse so verschieden ausgebildet ist, während doch sonst die Flossen der Coelacanthiden so große Übereinstimmung zeigen?"

Coccoderma suevicum Qu. Es liegen zahlreiche, allerdings durchweg fragmentarische Reste vor, jedoch läßt sich nicht nachweisen, daß sie zu verschiedenen Arten gehören. Reis führte in seiner Übersicht 5 verschiedene Arten von *Coccoderma* an. Die Beschreibung bringt eine Reihe wertvoller Detailbeobachtungen.

Gyrodus circularis Ag. Auf Taf. IV ist die photographische Abbildung des prächtigen Kopfes, der in der Tübinger Sammlung aufbewahrt wird, in $\frac{1}{2}$ nat. Gr. gegeben; der Beschreibung liegt auch das Stuttgarter Material zugrunde. Mit besonderer Genauigkeit ist das Gebiß geschildert; wenn man bedenkt, wie unsicher die Systematik der Pycnodonten des lithographischen Schiefers ist und welch einen hohen systematischen Wert

das Pycnodonten-Gebiß hat, wird man eine derartige ausführliche Beschreibung gerechtfertigt finden.

Pholidophorus macrocephalus Ag., *microps* Ag. konnten nach ziemlich reichem Material bestimmt und beschrieben werden; von *Ph. dentatus* Qu. sind nur 2 Unterkiefer bekannt, die aber sehr charakteristisch sind.

Eugnathus. Unter den *Eugnathus*-Arten des lithographischen Schiefers lassen sich 2 Gruppen unterscheiden. Bei der einen werden die Schuppen der Flankenmitte nach dem Kopfe zu immer gestreckter dadurch, daß ihre Höhe abnimmt. Hierher gehören *E. longiserratus* und *Vetteri.* Bei der zweiten Gruppe werden die Schuppen der Flankenmitte nach vorn zu nicht gestreckter, ihre Länge bleibt gleich und ihre Höhe bleibt mindestens gleich oder nimmt noch etwas zu. Zu ihr gehören *latimanus, brevivelis, microlepidotus* und *Münsteri.* Von allen genannten Arten hat *microlepidotus* die größte Ähnlichkeit mit dem Typus der Gattung, dem *E. orthostomus* Ag. aus dem englischen Lias.

Eugnathus Vetteri n. sp. Vetter hat unter dem Namen *Pholidophorus longimanus* 1 Exemplar beschrieben, das schon im Schuppenkleid von dieser Art abweicht.

Es gehört zu einer neuen Art, die sich an *Pholidophorus longiserratus* mit gestreckten Schuppen der Flankenmitte anschließt, von ihr aber durch den viel stumpferen Einschnitt der Schwanzflosse unterscheidet. Der Kopf ist verhältnismäßig kürzer, der Körper nicht so schlank. Auch ist von *Ph. longiserratus* kein Stück bekannt, das so groß wird; alle drei Stücke von Nusplingen sind über 20 cm lang.

Von *Eugnathus microlepidotus* wird u. a. ein Schädel beschrieben (Tüb. Samml.), der über die Kopfknochen guten Aufschluß gibt.

Von *Ophiopsis tenuiserrata* ist nur 1 Exemplar (Stuttg. Samml.) von mäßiger Erhaltung gefunden.

Aspidorhynchus acutirostris Bl. 6 Exemplare, nach denen eine ziemlich genaue Osteologie des Schädels gegeben werden kann.

Hypsocormus. Aus dem lithographischen Schiefer wurden bisher *H. macrodon* und *insignis* angeführt, jedoch geht aus den Beobachtungen von Heinecke hervor, daß *insignis* nur ein Jugendstadium von *H. macrodon* bezeichnet. Quenstedt hat Teile dieses Fisches als *Strobilodus giganteus* abgebildet (Jura. Taf. 97 Fig. 12. Handb. d. Petr.-K. 3. Aufl. p. 334. Fig. 105). Es liegen aus Nusplingen 4 Stücke vor, darunter 2 Schwanzflossenfragmente.

Caturus. Während Wagner aus dem lithographischen Schiefer 11 Arten anführt, hat A. Smith-Woodward 7 derselben unter *C. furcatus*, die übrigen 4 als *C. pachyurus* vereinigt. Verf. prüfte nochmals das ganze Material und schließt sich im ganzen an den englischen Gelehrten an, glaubt aber *C. elongatus* doch als besondere Art beibehalten zu sollen. Man muß sie aber dann auf die beiden Stücke beziehen, die Wagner ursprünglich *fusiformis* nannte. Die anderen Exemplare, die zu *elongatus* gestellt wurden, sind vielleicht Kreuzungen mit *C. furcatus.* Die Annahme ist von vornherein nicht von der Hand zu weisen, daß sich 2 so nahe verwandten Arten gekreuzt haben.

Zu *C. furcatus* wird auch das große, als *C. maximus* bezeichnete, ausgezeichnet erhaltene Exemplar der Tübinger Sammlung gestellt, welches der eingehenden Beschreibung zugrunde liegt und auf Taf. 1 in $\frac{1}{3}$ nat. Gr. photographisch abgebildet ist. Eine ganze Reihe mittelgroßer Exemplare scheinen ebenfalls der Art *furcatus* nahe zu stehen, lassen sich aber nicht genau bestimmen. Nach der Form und Bezahnung der Maxilla und der Form des Hyomandibulare werden sie in 4 Gruppen gebracht.

Eurycormus. Bereits Wagner hat auf die Beziehungen von *Eurycormus* zu *Pholidophorus* und *Thrissops* hingewiesen. Bei ihnen allen hat die Maxilla dieselbe Form. Sie ist ein länglicher, platter Knochen, der nach unten konvex gebogen ist, auf der Innenseite zeigt sie oben eine längs verlaufende, verdeckte Leiste. Bei *Eurycormus* ist die Maxilla allerdings etwa doppelt so breit wie bei den beiden anderen. Bei allen dreien hat der Unterkiefer ähnliche Form. Mit *Pholidophorus* stimmt *Eurycormus* ferner in der breiten Form des Praeoperculum überein, die sich auch bei den Clupeiden findet. Außerdem zeigt sich auch bei allen dreien der Unterrand des Operculum schräg abgeschnitten. Die breite Postorbitalplatte ist bei *Pholidophorus* ebenso ausgebildet wie bei *Leptolepis.* Bei *Pholidophorus* und *Eurycormus* zeigt ferner das Hyomandibulare sehr ähnliche Form. Man möchte daher hier einen phylogenetischen Zusammenhang vermuten. Der Gegensatz, welcher sich in der Beschuppung zeigt, ist nicht ganz unvermittelt, denn bei einem wohlerhaltenen *Eurycormus* der Münchener Sammlung kann man sehen, daß der hintere Rand der Schuppen winkelig und nicht abgerundet ist, weshalb der sichtbare Teil der Schuppen rhombisch erscheint. Auf ihm erkennt man auch einige nach hinten divergierende Strahlen.

Eurycormus speciosus Wagner ist die einzige bei Nusplingen vorgekommene Art.

Aethalion Knorri Blainv. Ein einziges Exemplar der Tübinger Sammlung läßt sich hierher stellen. Bei *Oligopleurus* legen sich die hintersten oberen Dornfortsätze ganz dicht aneinander, während sie hier einen beträchtlichen Zwischenraum zwischen sich lassen. Die Bestimmung als *Oenoscopus* ist deshalb unmöglich, weil hier von einer kräftigen, seitlichen, längs gerichteten Leiste mit einer oberen und unteren Grube an den Wirbeln nichts zu erkennen ist. Bei *Megalurus* sind mehr Wirbel vorhanden, und die kaudale Wirbelsäule ist diplospondyl. *Leptolepis* ist durch ganz andere Form des Unterkiefers unterschieden; *Thrissops* steht hierin näher, hat aber seitliche Depressionen an den Wirbeln.

Oenoscopus. Zittel stellte die von Wagner als *Oligopleurus cyprinoides* und die von Thiollière als *Attakeopsis Desori* aufgestellte Art zu *Oenoscopus*, dagegen führte er unter der Bezeichnung *Macrorhipis* die Arten *Münsteri* Wagn. und *striatissima* Münst. an. Diese Einteilung hat aber keine Berechtigung, denn *cyprinoides*, *Desori*, *Münsteri* und *striatissima* zeigen so weitgehende Übereinstimmung, daß über die Zusammengehörigkeit kein Zweifel bestehen kann; dagegen ist es fraglich, ob man diese Arten als *Oenoscopus* bezeichnen darf. Verf. folgt hierin A. Smith

Woodward. Das eine große Tübinger Exemplar wird als *Oen. cyprinoides* bezeichnet, während der von Quenstedt als *Strobilodus suevicus* abgebildete große Schädel mit Vorbehalt zu *Oen. Münsteri* gerechnet wird.

Eurypoma war bisher nur aus England bekannt; A. Smith Woodward vereinigte *Eurypoma* Huxley mit *Eurycormus*. Dies kann nicht zutreffen. Die nach hinten verbreiterte, kräftig bezahnte Maxilla ist ähnlich wie bei *Oenoscopus*, weicht aber von *Eurycormus* beträchtlich ab. Das Hyomandibulare ist sehr verschieden von demjenigen des *Eurycormus*, der Unterkiefer ist schmäler, das Praeoperculum ebenfalls schmäler. Von Nusplingen liegen 3 Exemplare vor, die mit *E. grandis* gut übereinstimmen, abgesehen davon, daß im ganzen Bereich der Wirbelsäule geschlossene Ringwirbel vorkommen und man nur gelegentlich hier und da Halbwirbel beobachtet. Aber dieser Unterschied genügt nicht zur spezifischen Trennung. *Thrissops* und *Leptolepis* geben zu keinen besonderen Bemerkungen Anlaß. **E. Koken.**

Ernst Koken: Über *Hybodus*. (Geol. u. paläont. Abh. Jena. N. F. 5. 1907. 18 p. 4 Taf.)

Die Arbeit bezieht sich in erster Linie auf das große, mit Haut erhaltene Skelett, das im Jahre 1903 von B. Hauff für die Tübinger Sammlung erworben wurde; die doppelt gefaltete Taf. 1 bringt die Totalansicht des prachtvoll erhaltenen und präparierten Stückes in ca. $\frac{1}{3}$ nat. Gr. Drei aus älterer Zeit stammende Platten ergänzen dieses Bild, welches eine vortreffliche Vorstellung vom Habitus des ganzen Tieres gibt, in manchen Einzelheiten. Die Art gehört zu *Hybodus Hauffianus* E. Fraas.

Der Schwerpunkt des Körpers ist bedeutend nach vorn gerückt. Ein dicker Kopf und ein kräftiger Thorax bilden den vorderen Abschnitt; dann verdünnt sich der Rumpf und läuft in einen schmalen dünnen Schwanz aus. Zwei Dorsalflossen von ziemlich gleicher Größe, mit kräftigen Stacheln belegt, von denen der vordere der kräftigere ist, sind den paarigen Flossen opponiert. Die zweite Rückenflosse steht aber merklich weiter zurück als die Beckenflossen; die Brustflossen sind schmäler und länger als die breitdreiseitigen Brustflossen. Die Afterflosse ist dem unteren Lappen der Schwanzflosse benachbart und bildet eine Abgliederung derselben. Der Schwanz ist deutlich nach oben gebogen und die Chorda läuft hoch in den oberen schmalen Schwanzlappen hinein.

Die Haut ist am ganzen Körper, mit Ausnahme des Kopfes, erhalten. Die Chagrinkörperchen, an den Flossen etwas dichter gestellt als am Rumpfe, haben die bekannten Formen. Die hinter dem Kopfe stehenden Schüppchen sind häufig dreispitzig.

Die dermalen Sinnesorgane bestehen in einem Lateralkanal, der etwa in der Mitte der Seiten als Seitenlinie von der Schwanzspitze an bis unterhalb der ersten Dorsalflosse sichtbar ist. Die anscheinende Spur eines zweiten Kanals gehört der gegenüberliegenden Seite an; *Hybodus* hatte nur eine Seitenlinie.

Die Zähne haben bis zu vier Seitenspitzen; die Mikrostruktur entspricht der von *Hybodus* im Sinne JAEKEL's; das Vasodentin zieht sich hoch in die Spitzen hinauf und ist umgeben von einer Zone echten Dentins; die durch ihre helle Farbe auffallende äußerste Hülle scheint echter Schmelz zu sein.

Das Cranium ist im Schlamm darartig gedreht, daß es etwas unter das Palatoquadratum geraten ist. Die große Präfrontallücke liegt scharf abgegrenzt ungefähr vertikal über der Kiefersymphyse und dem vorderen Rande der Mundspalte; die verschmälerte Schnauze überragt also nicht unbedeutend die Mundöffnung. Der Gesamtumriß des Schädels, die Lagebeziehungen der großen Abschnitte, das Hyomandibulare, die Zahl (5) und Form der Kiemenbögen sind mit hinreichender Genauigkeit zu erkennen. Es wird bei dieser Gelegenheit betont, daß auch bei *Pleuracanthus* die Fünfzahl der Kiemenbögen durch den Verf. an einwandfreiem Material beobachtet wurde.

Eine zweite Platte, die zerstreute Teile eines großen männlichen *Hybodus* enthält, zeigt das Cranium mit seiner Parietalgrube von oben, die Palatoquadrata, Unterkiefer, Hyoide, Hyomandibulare und an dem einen Unterkieferast auch einen Labialknorpel. Auch an dem großen Stück ist ein Labialknorpel erhalten.

Ein anderes Stück bringt die Basis des Schädels (Basilarplatte, die verwachsenen Parachordalia) von unten. Scharf tritt die zweiteilige Gelenkpfanne heraus, welche beweist, daß nicht nur das Hyomandibulare, sondern auch das Palatoquadratum in seinem hinteren Teil am Schädel artikulierte. Auch an dem großen Skelett sieht man das Palatoquadratum in situ am Schädel haften. Die Hyomandibularia sind derb und dick; C. BROWN hatte früher die langen Hyoide für die Hyomandibularia gehalten.

Die Notidaniden haben opistharthrische und autostyle Verbindung des Palatoquadratums mit dem Cranium. Der Processus orbitalis des Palatoquadratum ist sehr klein. Die hintere untere Fläche des Postorbitalfortsatzes ist gelenkartig ausgebildet, das Hyomandibulare nur ligamentös mit dem Cranium verbunden. Bei *Hybodus* sind die Verbindungen andere. Der Processus orbitalis ist sehr stark und übernimmt die craniale Verbindung, welche aber ligamentös bleibt, nicht gelenkartig wird. Die Verbindung des quadratalen Abschnittes wird nicht gelöst, aber das Hyomandibulare erhält doch schon im wesentlichen die Funktion, die es z. B. bei *Scymnus* ausübt; es gelenkt mit dem Cranium proximal, mit dem Kieferbogen distal. *Hybodus* ist also in dieser Beziehung moderner als die Notidaniden. Es ist überhaupt angezeigt, die Beziehungen zu *Scymnus* und den Spinaciden stärker hervorzuheben, als meist geschieht.

Das Auftreten von Labialknorpeln gibt Veranlassung zu einigen Bemerkungen, jedoch ist aus den bisherigen paläontologischen Funden über die verschiedenen Hypothesen keine Entscheidung zu fällen. Die Möglichkeit, daß es sich nicht um Derivate von Kiemenbogen, sondern um Neubildungen handelt, liegt jedenfalls vor. Auch die variable Zerlegung einheitlicher Knorpelmassen wird besprochen und auf die ganz cänogenetische

Aufteilung der Ichthyosaurierpaddel hingewiesen. Hier werden ursprünglich diskrete Fingerstrahlen zu einem einheitlichen Knorpel eingeschmolzen, in dessen sekundäre Differenzierung viele Neuerungen einspielen. Ein Stück der Tübinger Sammlung wird abgebildet, das zwischen den Phalangenplatten eingeschaltete Auxiliarplatten zeigt.

Die oft gehörte Behauptung, daß *Hybodus* nur mit *Cestracion* verglichen werden könne, findet ihr starkes Hindernis in den gänzlich verschiedenen Verhältnissen der Wirbelbildung, die schon in jurassischer Zeit bei *Cestracion* einen abgeschlossenen, bei *Hybodus* einen ganz unfertigen, aber zugleich spezialisierten Charakter trägt. Das gut erhaltene Exemplar von *Cestracion falcifer* von Nusplingen, das die Tübinger Sammlung besitzt, wird in $\frac{2}{3}$ nat. Gr., die Gegend der ersten Rückenflosse vierfach vergrößert zum Vergleich herangezogen und abgebildet. Die Wirbel sind astrospondylisch, die Bogenteile (deutlich nur hinter dem Kopf zu erkennen) niedrig, breit und dicht gedrängt. Bei *Hybodus* ist die Gliederung der Wirbelsäule nur durch die flattrigen Bogenteile gegeben; eine Verkalkung der Wirbelkörper hat nicht stattgefunden. Die Rippen (14) sind lang, dann folgen bis zur zweiten Dorsalflosse paarige Hämapophysen, welche nicht halb so lang wie die Rippen, aber ihnen homolog sind. Zwischen Dorsalis II und der Schwanzflosse sind die Bogenteile kaum vorhanden, die Neuralia schmale Stäbe, Hämapophysen fehlen. In der Schwanzflosse verschwinden die Neuralia, die Hämapophysen sind wieder als starke Spangen entwickelt.

Die Stützbildungen in der Analflosse und in den Rückenflossen sind in dem großen Skelett ausgezeichnet erhalten, ebenso die Knorpel der paarigen Flossen. Im basalen Teil der Brustflosse sind Propterygium, Mesopterygium und Metapterygium, nebst Radien, wohl erhalten; es ergibt sich, daß der von C. Brown als Metapterygium gezeichnetere Knorpel nur ein Propterygium sein kann; damit fällt seine natürliche Reihe *Pleuracanthus, Cladodus, Symmorium, Hybodus.* **E. Koken.**

Pflanzen.

R. Zeiller: Sobre algunas impresiones vegetales del Kimeridgense de Santa Maria de Meya. (Mem. de la Real Academia de Cienc. y Artes de Barcelona. 4. No. 26. 1—27. 2 Taf. 1902.)

Verf. beschreibt von dieser Lokalität: *Sphenopteris* cf. *microclada* Sap., *Zamites* cf. *acerosus* Sap., *Pagiophyllum cirinicum* Sap., cf. *Cordaicladus*, *Pityophyllum flexile* n. sp., *Pseudoasterophyllites Vidali* n. sp., Larve d'Insecte.

Verf. hält es nicht für ausgeschlossen, daß *Pseudoasterophyllites Vidali* zu den Coniferen zu rechnen sei, da sich übereinstimmende Züge mit Cupressinen, besonders *Librocedrus* finden. **H. Salfeld.**

P. Fliche et R. Zeiller: Note sur une florule portlandienne des environs de Boulogne-sur-Mer. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **4**. 787—811. Pl. XIX. 1904.)

Aus dem mittleren Portlandien untersuchten die Verf. strukturbietende Coniferenzapfen wie auch einige Cycadeenstämme. Den letzteren gehört *Cycadeoidea pumila* n. sp. und *Cycadeoidea* sp. an. In *Sequoia portlandica* n. sp. besitzen wir den ältesten Vertreter dieser noch heute lebenden Gruppe, die sich bisher nur in die untere Kreide verfolgen ließ (*S. lusitanica* aus dem Valanginien Portugals). Mit *Pinites strobiformis* n. sp. bezeichnen die Verf. einen Coniferenzapfen, der sich solchen von *Pinus* der Sektion *Strobus* anzuschließen scheint. *Pinus Sauvagei* n. sp. gleicht den lebenden *Pinus* (s. str.) so sehr, daß die Verf. keine Bedenken tragen, diesen direkt zu dieser Gruppe zu stellen. **H. Salfeld.**

R. Zeiller: Observations sur le *Lepidostrobus Brownii* Brongn. sp. (Compt. rend. des séances de l'Acad. des Sciences. **148**. 890—897. 2 Textfig. 1909.)

Verf. konnte an den oberen noch unentwickelten Schuppen das Vorhandensein einer Ligula feststellen, während ihr Fehlen auf den normal entwickelten Schuppen durch Absterben beim weiteren Wachstum zu erklären sein dürfte. In histologischer Beziehung boten die Schuppen noch eine Eigentümlichkeit. Die mittlere Partie ist aus isodiametrischen Zellen zusammengesetzt, deren Wandungen mit kleinen, nach innen ragenden Papillen bedeckt sind, eine Eigentümlichkeit, die bisher an keiner lebenden oder fossilen Pflanze beobachtet ist. **H. Salfeld.**

M. D. Zalessky: Végétaux fossiles du Terrain Carbonifère du Bassin du Donetz. II. Étude sur la structure anatomique d'un *Lepidostrobus*. (Mém. du Com. Géol. Nouv. Sér. Livr. 46. St. Pétersbourg 1908. 18 p. 9 Taf.)

Der vom Verf. als *Lepidostrobus Bertrandi* n. sp. beschriebene Zapfen steht *L. Oldhamius* Will. nahe, unterscheidet sich indessen von diesem durch seine bedeutendere Größe und in der Art der Anheftung der Sporangien an die Sporophylle.

Der mittlere Teil der Zapfenachse besteht aus einem Holzzylinder, der aus dem Mark und einem dieses umschließenden Ringes von primärem Xylem gebildet wird. An der Außenseite des letzteren beginnen die Blattspuren der Sporophylle. Die Sporophylle sind fast unter einem rechten Winkel an die Achse angeheftet. Sie sind an ihrem Ende stark aufwärtsgebogen, so daß das darüberstehende Sporophyll bedeckt wird. An der Peripherie des Gefäßkranzes finden sich nur selten kurze Treppentracheiden, die bei *L. Oldhamius* gewöhnlich sind. Innere wie äußere Rinde ist verhältnismäßig schwach entwickelt. **H. Salfeld.**

M. D. Zalessky: Mitteilung über das Vorkommen von *Mixoneura neuropteroides* Göppert sp. in den obercarbonischen Ablagerungen des Donetzbeckens. (Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Pétersbourg. 1908. 631—633.)

Mixoneura neuropteroides Göppert (*Neurocallipteris gleichenoides* Stur) wird als typische Leitpflanze des unteren Rotliegenden angesehen. In obercarbonischen Schichten ist diese Art bisher nur bei Commentry und Blanzy in Frankreich gefunden, Schichten, die von deutschen Paläobotanikern als Rotliegendes angesehen werden. Verf. hat diese Art bei dem Dorfe Debalzewo im Donetz-Becken in solchen Ablagerungen gefunden, deren stratigraphische Lage in der Reihenfolge der Steinkohlensedimente keinem Zweifel unterliegt. Der Schichtenkomplex entspricht seiner Fauna nach wahrscheinlich dem Horizonte mit *Productus Cora* d'Orb. des Urals und des Timangebirges, der Gzeliskij'schen Stufe des Moskauer Beckens und den Auernigg-Schichten der Karnischen Alpen. Das Vorkommen von *Mixoneura neuropteroides* an so tiefer Stelle der obercarbonischen Ablagerungen des Donetz-Gebietes ist um so auffallender, als Verf. mit dieser Art zusammen auch noch *Sphenophyllum Thoni* Mahr var. *minor* Sterz., *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffm. und *N. rarinervis* Bunb. gefunden hat. Erstere Art hält Sterzel ebenfalls für eine typische Pflanze des Rotliegenden, während die beiden anderen für den oberen Horizont der Westfälischen Stufe bezeichnend sind, außerdem auch noch aus den Upper Coal-Measures Englands bekannt sind. Verf. gelangt zu dem Schluß, daß *Mixoneura neuropteroides* und *Sphenophyllum Thoni* sowohl permische wie obercarbonische Arten sind, und daß ihr Vorkommen in der Flora dieser oder jener Ablagerungen an und für sich kein Merkmal für die Altersstufe dieser Ablagerungen sei.

Dieser Schluß stellt uns aber auch vor die Frage nach dem Alter der Ablagerungen von Oppenau, die Sterzel für unterpermisch hält. Verf. weist darauf hin, daß, nachdem die in der Flora von Oppenau gewöhnlich vorkommenden *Mixoneura neuropteroides* und *Sphenophyllum Thoni* ihre stratigraphische Bedeutung verloren haben, Sterzel nicht mehr über genügende Daten verfügt, seine Anschauung aufrecht zu erhalten, da nach Ausschluß der erwähnten beiden Arten aus seinem Verzeichnis der für das Rotliegende typischen Pflanzen nur solche übrig bleiben, deren stratigraphische Bedeutung als permische Pflanzen zweifelhaft ist. Verf. sieht die Flora von Oppenau eher als obercarbonische wie als unterpermische an und gelangt, weiter zu dem Schlusse, daß kein stichhaltiger Grund vorhanden sei, das von französischen Forschern zur „étage des Calamodendrées“ und zur „étage des Filicacées“ gezählte Becken von Commentry und andere Ablagerungen Frankreichs für unterpermisch zu halten. **H. Salfeld.**

C. Bertrand: La spécification des *Cardiocarpus* de la collection B. Renault. (Bull. Soc. bot. de France. **55**. 1908. 454—462.)

Verf. schließt *Cardiocarpus angustodunensis*, *C. nummularis* und *C. tenuis* aus diesem Genus aus und tritt für die Wiederherstellung des Genus *Cyclocarpus* für diese Reste ein, da sie ein *Rhabdocarpus*-ähnliches Gefäßsystem besitzen. *Cardiocarpus sclerotesta* var. *major* A. Br. vereinigt er mit *C. drupacens* A. Br. Weiter beschreibt Verf. *C. sclerotesta* B. R., *C. bigibbosus* C.-E. B., *C. tetralobus* C.-E. B., *C. osteoplastis* C.-E. B., *C. orbicularis* A. Br. **H. Salfeld.**

H. Fitting: Sporen im Buntsandstein — die Makrosporen von *Pleuromeia?* (Ber. d. Deutsch. Botan. Gesellsch. **25**. Berlin 1907. 434—442.)

In der Umgegend von Halle a. S. wurden von Wüst im mittleren Buntsandstein zusammen mit unverkennbaren Resten von *Pleuromeia* kleine, runde, verkohlte Gebilde gefunden, die nach den Untersuchungen des Verf.'s als Sporen eines Archegoniaten angesehen werden müssen. Auch die berühmten Fundpunkte von *Pleuromeia*, bei Bernburg, lieferten in großer Zahl Sporen. Oft liegen diese hier in Haufen zusammengedrängt neben typischen *Pleuromeia*-Sporophyllen oder „-Sporangien".

Die Sporen besitzen einen kreisrunden Umriß von 0,5—0,7 mm Durchmesser und lassen 3 im Scheitelpunkt zusammenlaufende, unter gleichem Winkel konvergierende und stark hervortretende Scheitelkanten erkennen, die an ihrem, dem Scheitelpunkte abgewandten Ende durch 3 sehr viel schwächere Randkanten verbunden sind. Die Sporen sind also wie die Makrosporen der Lepidophyten und von *Isoetes* nach dem kugeltetraedrischen Typus gebaut. Die ganze Oberfläche ist granuliert. Nach dem Bau der Sporen dürfte *Pleuromeia* daher in die Nähe der Lepidophyten oder Isoetaceen zu stellen sein. Während aber bei allen Lycopodialen das Sporangium median auf der Oberseite des Sporophylls oder wie bei *Selaginella* auf der Blütenachse der Sporophylloberseite sehr genähert befestigt ist, sitzt es bei *Pleuromeia* auf der Sporophyllunterseite. Durch dieses Merkmal muß nach des Verf.'s Meinung *Pleuromeia* eine Sonderstellung im System angewiesen werden. Ob *Pleuromeia* zwischen *Sigillaria* und *Isoetes* eine vermittelnde Stellung einnimmt, wie Potonié annimmt, dafür liegen nach dem Verf. keine Gründe vor.

Verf. hält es nicht für richtig, daß immer die Stammlappen von *Pleuromeia* und die Hauptäste der Stigmarien mit den Lappen des *Isoetes*-Stammes verglichen werden, sondern meint, daß sie nur mit den Hörnern des Gefäßbündels im sogen. Stammunterwuchse in Parallele gesetzt werden können, die gerade in den Furchen des *Isoetes*-Stammes verlaufen. Denn die Stammlappen von *Isoetes*, nur aus Rindenparenchym gebildet, das von einzelnen Wurzelbündeln durchzogen wird, und von den Gefäßbündelhaupt-strängen der Hörner des Unterwuchses einseitig begrenzt, können nach dem Verf. nicht den Stammlappen von *Pleuromeia* entsprechen, die median

einen Gefäßbündelhauptstrang (einen „Zentralstrang“) enthalten. Denkt man sich bei *Isoetes* das meristematische Gewebe und die sekundären Rindenprodukte dieses Meristems als spätere Erwerbung weg, so bleibt ein zylindrisches Stämmchen übrig, das unten in 2 (bei den 2lappigen Stämmen) oder in 3—4 (bei 3—4lappigen Formen) Hörner ausläuft. Diese Hörner würden nach den vom Verf. angestellten vergleichenden Untersuchungen in ihrem Bau sehr viel Ähnlichkeit mit den hornartigen Lappen des *Pleuromeia*-Stammes besitzen. So gewinnt die Kenntnis der Entwicklungsgeschichte des Stammunterwuchses von *Isoetes* von neuem großes Interesse. **H. Salfeld.**

H. Salfeld: Beiträge zur Kenntnis jurassischer Pflanzenreste aus Norddeutschland. (Palaeontographica. **56**. 1909. 1—36. Taf. I—VI. 2 Textfig.)

Die Angulatenschichten in der Umgegend von Halberstadt und Quedlinburg sind schon seit langem als pflanzenführend bekannt. In neuester Zeit lieferte das Bohrloch Hedwig III bei Hehlingen unweit Oebisfelde aus dem untersten Lias bezw. Rhät bestimmbare Pflanzenreste. Von diesen drei Fundpunkten konnten beschrieben werden: *Equisetites* sp., *Taeniopteris* sp. cf. *stenoneura* Schenk, *Thinnfeldia* sp., *Dictyophyllum exile* Brauns, *D. Dunkeri* Nath., *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Ctenopteris cycadea* Brongn., *Sagenopteris Nilssoniana* Brongn., *Podozamites distans* Presl, *Cycadites* sp. cf. *rectangularis* Brauns, *Nilssonia polymorpha* Schenk, *Cycadeospermum* sp.

In der Umgegend von Braunschweig wurden bei Hondelage, Grassel und Wendhausen im oberen Lias, in den Posidonienschiefern konstatiert: *Equisetites* sp. cf. *Münsteri* Sterne., *E.* sp. cf. *Bunburyanus* Zigno, *E.* sp. cf. *columnare* Brongn., *Equisetites* sp. n. sp., *E.* sp. cf. *Veronensis* Zigno, *Pagiophyllum* sp. cf. *Kurri* Schimp. und Blattreste(?) unbekannter Zugehörigkeit.

Der Korallenoolith führt bestimmbare Pflanzenreste bei Hildesheim, Salzhemmendorf, Hüsede im Wiehengebirge, im Selter und bei Linden. Von diesen Lokalitäten konnten beschrieben werden: *Taeniopteris hildesiensis* n. sp., *Taeniopteris* sp. ind. n. sp. (?), *Stachypteris lithophylla* Pomel, *Cladophlebis* sp. cf. *Moisseneti* Saporta, *Zamites Feneonis* Brongn., *Fittonia* sp., *Cycadeospermum (?) Wittei* n. sp., *Phyllotenia* n. g., *Ph. longifolia* n. sp., *Araucaria* sp. cf. *Moreauana* Saporta, *Pagiophyllum densifolium* n. sp., *P.* sp. cf. *araucarium* Pomel, *P. cirinicum* Saporta, *Widdringtonia Lisbethiae* n. sp., *Conites Salzhemmendorfensis* n. sp.

Aus dem Kimeridge konnten *Zamites Feneonis* von Ildehausen, *Brachyphyllum* sp. aus dem Süntel und *Palaeocyparis Falsani* Saporta vom Langenberg bei Oker beschrieben werden.

Die sogen. Gigas-Schichten der Portlandbildungen lieferten: *Cladophlebis* sp. cf. *gracilis* Saporta, *Lomatopteris Schimperi* Schenk, *Pagio-*

phyllum sp., *Sphenolepidium* sp. cf. *Sternbergianum* Dunk., *Nageiopsis* sp. cf. *zamioides* Font.

Hervorzuheben ist, daß die Flora des unteren Lias auch hier wieder weitgehendste Übereinstimmung mit der des Rhät zeigt. Diejenige des Korallenoolith und Kimeridge schließt sich sehr eng an die der gleichalterigen Schichten Frankreichs an. Die Flora des obersten weißen Jura, der Gigas-Schichten, weist dagegen auf einen nahen Zusammenhang mit der der unteren Kreide hin, besonders auf die Floren, welche aus den Wealdenbildungen Norddeutschlands und Englands bekannt geworden sind.

Von paläontologischen Resultaten ist anzuführen, daß ein Wedel von *Lomatopteris Schimperi* Abdrücke von Fruktifikationen zeigt, die zwischen dem umgeschlagenen Blattrand und der Mittelader liegen. Die Art der Fruktifikation läßt eine Vereinigung der Genera *Lomatopteris*, *Cycadopteris* und *Thinnfeldia* nicht zu.

Germar's *Pterophyllum crassinerve* und *Pt. Hartigianum* haben sich als zu *Ctenopteris cycadea* gehörig erwiesen. Germar's *Nilssonia Sternbergi, elongata, brevis* und *Bergeri*, ebenso Berger's *Cycadites alatus* sind mit der weitverbreiteten Art *Nilssonia polymorpha* identisch.

In *Phyllotenia longifolia* aus dem Korallenoolith haben wir ein neues Ginkgogewächs, das durch dazugehörige Fruktifikationen sichergestellt sein dürfte. Weitere Arten dieses neuen Genus sind bisher nicht bekannt.

Widdringtonia Lisbethiae aus dem Korallenoolith ist die älteste sichergestellte Art dieser Gattung. Die Zapfen sind im Verhältnis zu *W. microcarpa* aus dem Kimeridge Frankreichs sehr groß.

Interessant ist das Vorkommen von *Nageiopsis*, ein Genus, das wir, abgesehen von einem Fund aus dem englischen Wealden, bisher nur aus der Potomac-Formation Nordamerikas kennen. **H. Salfeld.**

Fr. Krasser: Fossile Pflanzen aus Transbaikalien, der Mongolei und Mandschurei. (Denkschr. kaiserl. Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Kl. **78**. 1906. 589—634. 4 Taf.)

Die vom Verf. untersuchten fossilen Pflanzen stimmen in der Hauptmasse mit solchen überein, die aus dem Jura Sibiriens und dem Amurlande beschrieben sind. Verf. glaubt, daß es sich um Pflanzen des braunen Jura handeln dürfte. Aus der Mongolei liegt *Schizoneura gondwanensis* vor, wodurch Beziehungen zu der ältesten mesozoischen Flora Indiens bestehen.

Für bisher phytopaläontologisch unbekannte Gebiete von Transbaikal, der Mongolei und Mandschurei konnte Verf. die nachstehenden Arten nachweisen und beschreiben:

A. Filices. *Dicksonia Obrutschewi* n. sp. aus West-Transbaikalien, *Asplenium Gerassinovi* n. sp. und *Thyrsopteris Maakiana* Heer aus Ost-Transbaikalien, *Dicksonia Suessi* n. sp., *Asplenium argutulum* Heer, *Laccopteris polypodiodes* Gew., *Thyrsopteris prisca* Heer, *Th. Ahnerti* n. sp. und *Sphenopteris* sp. aus der Mandschurei.

B. Equisetales. *Phyllotheca* cf. *deliquescens* Schmalh. aus West-Transbaikalien, Ost-Mongolei und der Mandschurei. *Ph.* cf. *equisetoides* Zigno aus West-Transbaikalien und der Mandschurei. *Ph. sibirica* Heer aus der Mandschurei. *Schizoneura gondwanensis* Feistm. aus der Mongolei.

C. Ginkgoaceen. *Ginkgo digitata* Heer (Ost-Transbaikalien), *G. Schmidtiana* Heer form. n. *parvifolia* (Mandschurei), *G. lepida* Heer (Mandschurei), *Baiera angustiloba* Heer (West-Transbaikalien, China, Peking), *B. longifolia* Heer (Ost-Transbaikalien), *Phoenicopsis* cf. *latior* Heer (Mandschurei, Transbaikalien), *Ph. speciosa* Heer (West-Transbaikalien, Mandschurei), *Ph. angustifolia* Heer (West-Transbaikalien, Mandschurei), *Ph. Potoniéi* n. sp. (Zentralasien), *Czekanowskia Murrayana* Sew. (Transbaikalien, Mongolei, Mandschurei), *Cz. setacea* Heer (West-Transbaikalien, Ost-Mongolei).

Im Anschluß an die Bearbeitung der *Phoenicopsis*-Reste gibt Verf. eine tabellarische Übersicht zur raschen Orientierung über die an Blattbruchstücken erkennbaren Merkmale von *Phoenicopsis*- und habituell ähnlichen *Baiera*- und *Podozamites*-Fragmenten.

D. Cordaitales. *Rhiptozamites Goepperti* Schmalh. (Mandschurei). Verf. kann es auch nur als wahrscheinlich gelten lassen, daß *Rhiptozamites* zu den Cordaitales gehört. Im übrigen schließt er sich der Meinung an, daß die Cordaitales sicher im Mesozoicum vorhanden waren und vielleicht erst mit *Feildenia* im Miocän erloschen sind.

E. Cycadales. *Podozamites lanceolatus latifolia* Heer (Ost-Transbaikalien), *P. lanceolatus Eichwaldi* Heer (Ost-Transbaikalien, Mongolei), *P. gramineus* Heer (Transbaikalien), *P. angustifolius* Schimp. (Mandschurei), *P. species* (Mandschurei).

F. Coniferen. *Pinites (Pityophyllum) Lindströmi* Nath. (West-Transbaikalien, Mandschurei), *P. (P.) thiohoensis* n. sp. (Mandschurei), *Cyclopitys Nordenskiöldi* Schmalh. (West-Transbaikalien, Mandschurei), *Brachyphyllum boreale* Heer (Ost-Transbaikalien), *Samaropsis parvula* Heer (West-Transbaikalien).

G. Incertae sedis. *Discostrobus* n. g. mit der Art *D. argunensis* n. sp. (Transbaikalien). Verf. hält es nicht für ausgeschlossen, daß diese Zapfen eventuell mit Pandaceen verwandt seien, wenn auch anderseits die Reste habituell Übereinstimmungen mit den in ihrer Stellung ebenfalls nicht genauer fixierten *Stenorrhachis* Sap. und *Beania* Carr. zeigen, also vielleicht zu den Cycadales oder Ginkgoales gehören könnten. **H. Salfeld.**

Fr. Krasser: Die Diagnosen der von Dionysius Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceenarten unterschiedenen Farne. (Sitz.-Ber. kaiserl. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. **108**. 1909. 1—32.)

Die Stur'schen Artbezeichnungen von Pflanzen aus den Lunzer Schichten sind mit den von Lunz verkauften Sammlungen fast in allen

Museen zu finden. Da von Stur nur Namenlisten dieser Fossilien gegeben sind, ist es eine sehr dankenswerte Arbeit, der sich Verf. mit der monographischen Bearbeitung dieser reichhaltigen und äußerst günstig erhaltenen Flora unterzieht. Mit vorliegender Mitteilung gibt uns Verf. unter Benutzung des von Stur hinterlassenen Manuskriptes die genauen Artdiagnosen der Marattiaceen, sowie eine notwendig gewordene Umänderung von Stur'schen Artnamen und eine Übersicht der Synonyme.

Durch diese neuen Untersuchungen läßt sich folgende Übersicht feststellen:

Marattiaceae.
- Subordo: Senftenbergieae Stur.
  - Genus: *Coniopteris* Brongn., Schenk. emend.
    1. *C. lunzensis* Stur n. sp.
- Subordo: Acrostichiformes Stur.
  - Genus: *Speirocarpus* Stur n. sp.
    1. *Sp. virginiensis* (Font.) Stur.
    2. *Sp. Neuberi* Stur n. sp.
    3. *Sp. auriculatus* Stur n. sp.
    4. *Sp. tenuifolius* (Emmons) Krasser.
- Subordo: Hawleae Stur.
  - Genus: *Oligocarpia* Goepp.
    1. *O. distans* (Font.) Stur.
    2. *O. bullatus* (Bunb.) Stur.
    3. *O. coriacea* Stur n. sp.
- Subordo: Asterotheceae Stur.
  - Genus: *Asterotheca* Presl.
    1. *A. Meriani* (Brongn.) Stur.
- Subordo: Displaziteae Stur.
  - Genus: *Bernoullia* Heer.
    1. *B. lunzensis* Stur n. sp.
- Subordo: Danaea Presl.
  - Genus: *Pseudodanaeopsis* Font., Krasser emend.
    1. *Ps. plana* (Emmons) Font.
    2. *Ps. marantacea* (Presl) Krasser.
- Subordo: Taeniopterideae Stur.
  - Genus: *Macrotaeniopteris* Schimp.
    - a) *Macrotaeniopterides verae* Krasser.
      1. *M. simplex* Krasser n. sp.
      2. *M. latior* Krasser n. sp.
      3. *M. angustior* Krasser n. sp.
    - b) *Macrotaeniopterides pterphylliformes* Krasser.
      1. *M. Haidingeri* Krasser n. sp.
      2. *M. lunzensis* Krasser n. sp.

Dem Verf. war es möglich, die Marattiaceen durchweg in Gattungen einzureihen, die durch die Beschaffenheit der Sporangien und deren Anordnung charakterisiert sind. Es sind diese Gattungen also auch nach den

Prinzipien der Systematik der rezenten Farne als natürliche Gattungen anzusehen. Von den 17 Arten sind 10 neu und bisher nur aus den Lunzer Schichten nachgewiesen. Die 17 Arten lassen sich in Unterordnungen einreihen, von denen 5 schon aus dem Paläozoicum bekannt sind, während *Speirocarpus* und *Bernoullia* dem Mesozoicum angehören. Alle aber repräsentieren in phylogenetischer Beziehung Entwicklungstypen, die im Mesozoicum erloschen. Den rezenten Marattiaceen sind sie bereits fremd. Es zeigt sich also in der Lunzer Flora eine beträchtliche Differenzierung der Marattiaceen. **H. Salfeld.**

P. Marty: Un Nouvel Horizon Paléontologique du Cantal. (Extrait de la „Revue de la Haute-Auvergne". Aurillac 1904. 24 p. 4 Taf.)

Die Basis des Andesitvulkanes von Cantal, zur rechten und linken der haute vallée du Goul und de Cére, enthält eine reiche Flora (Joursac), die durch die gleichzeitig vorkommenden Säugetiere als oberes Pliocän charakterisiert ist. Nach der Mitte des Vulkanes zu findet sich eine andere Flora (La Mougudo, Saint-Vincent), die von Saporta dem unteren Pliocän zugerechnet ist. Auf dem Gipfel der andesitischen Gesteine in den argiles de Capels fanden sich 10 Pflanzenarten, die Verf. in der vorliegenden Arbeit beschreibt. Es sind dies: *Bambusa? Arundinaria?* (Graminées) sp., *Castanea vesca* Gärtn., *Fagus pliocenica* Sap., *Carpinus Betulus* L., *Carya minor* Sap., *Acer laetum* C. A. Mey., *Ilex aquifolium* L., *Diospyros* cf. *D. virginiana* L., *Viburnum tinus* L. und *Wistaria* cf. *W. sinensis* D. C.

Diese Flora stellt Verf. in das untere Pliocän. **H. Salfeld.**

P. Marty: L'If Miocène de Joursac (Cantal). Sur un cas d'intervention des caractères histologiques de leur épiderme dans la détermination des feuilles fossiles. (La Feuille des Jeunes Naturalistes. 1905. (4.) 35 Année. No. 419. 6 p. und Textfiguren.)

Die anatomischen Verhältnisse, die das fossile Blatt von Joursac zeigt, stimmen genau mit denen des lebenden *Taxus baccata* überein, unterscheiden sich aber weit von denen bei *Torreya myristica* und *T. taxifolia*, wie auch von denen bei *Cephalotaxus drupacea* und *C. Fortunei*, die der Gestalt der Blätter wegen zum Vergleich herangezogen werden könnten. Es dürfte daher *Taxus baccata* L. seit dem oberen Miocän sicher vorhanden sein. **H. Salfeld.**

P. Marty: Végétaux fossiles de Cinérites Pliocènes de Las Clausades (Cantal). (Extrait de la „Revue de la Haute-Auvergne". 1905. 35 p. 8 Taf.)

Aus pliocänen Aschen von Las Clausades beschreibt Verf. *Pinus* sp., *Abies Ramesi* Sap., *Bambusium lugdunensis* Sap., *Fagus pliocenica* Sap., *Ulmus campestris* L., *Zelkova (Planera) Ungeri* Ett., *Laurus canariensis* Webb. var. *pliocenica* Sap., *Sassafras Ferrettianum* Massal., *Magnolia acuminata* L., *Tilia* sp., *Hedera helix* L., *Robinia pseudo-acacia* L., *Diospyros brachysepala* Al. Br., *Myrsine africana* L.

Unter den 14 Arten sind *Magnolia acuminata* und *Myrsine africana* paläontologische Neuheiten. *Hedera helix* reicht, unter verschiedenen Namen, bis in die Kreide hinab. *Diospyros brachysepala* tritt zuerst im Paleocän auf, *Zelkova Ungeri* und *Sassafras Ferrettianum* im Oligocän; im Miocän (Pontien) *Abies Ramesi, Bambusium lugdunensis, Fagus pliocenica* und *Robinia pseudo-acacia*, während wir *Ulmus campestris* (s. str.) und *Laurus canariensis* var. *pliocenica* erst vom unteren Pliocän an kennen. Anderseits reicht *Abies Ramesi* bis in das Plaisancien, *Bambusium lugdunensis, Diospyros brachysepala, Laurus canariensis* var. *pliocenica* und *Sassafras Ferrettianum* bis in das Astien; *Zelkova Ungeri* vielleicht bis in das Silicien; während *Ulmus campestris, Hedera helix, Robinia pseudo-acacia* und *Myrsine africana* auch noch der heutigen Flora angehören. Hieraus geht hervor, daß die Flora von Las Clausades dem unteren Pliocän angehört. **H. Salfeld.**

H. Douxami et P. Marty: Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville (Haute-Savoie). (Bull. soc. géol. de France. (4.) **5**. 776—799. Pl. XXVI. 1905.)

Das Alter der Molasse von Bonneville wird als oberes Aquitanien angesehen. An Pflanzenresten schließt sie ein: *Pteris oeningensis* Unger, *Lygodium Gaudini* Heer, *Pinus* sp., *Sabal major* Heer, *Myrica salicina* Unger, *Cinnamomum* sp., *Andromeda (Leucothoe) protogaea* Unger, *Bumelia oreadum* Unger, *Zizyphus Ungeri* Heer, *Cassia memnonia* Unger, *Cassia* sp.

Die Flora scheint dem Tongrien anzugehören und schließt sich eng an die gleichalterigen Floren der Schweiz, Deutschlands, Österreichs und Italiens an. Sie ist ihrem Charakter nach fast tropisch mit wenigen Formen gemäßigter Zonen. **H. Salfeld.**

J. Schuster: Paläobotanische Notizen aus Bayern. (Ber. d. Bayr. Botan. Gesellsch. **12**. 1909. 1—20. 2 Taf.)

1. Über das Keuper- und Liasholz.

Verf. stellte fest, daß im anatomischen Bau beider keine großen Unterschiede vorhanden sind. *Dadoxylon Wuerttembergicum* besitzt etwas größere Hoftüpfel als *D. keuperianum;* die Höhe der Markstrahlen auf dem Radialschliff ist bei dem Liasholz eine geringere; die Jahresringe sind bei dem Liasholz scharf ausgeprägt, bei dem Keuperholz dagegen

verwischt. Da die kleinen Hoftüpfel der rezenten Araucarienhölzer nicht so erheblichen Schwankungen in der Größe unterliegen, hält Verf. die angeführten Unterschiede zur Speziestrennung für gerechtfertigt.

2. *Pinus Laricio* Poir. fossil in der bayrischen Rheinpfalz.

Aus Braunkohlen bei Weisenheim a. Sand (Dürkheim), die von pliocänen Sanden überlagert werden und vielleicht auch noch dieser Formation angehören, beschreibt Verf. Zapfen von *Pinus Laricio* foss., die einen stumpferen Gipfel des Zapfens besitzen als die lebenden Formen. Die in der Kohle vorkommenden Hölzer gleichen in ihrem anatomischen Bau vollständig denen von *Pinus silvestris*.

An fossilen Pflanzen lieferte die Dürkheimer Braunkohle: *Equisetum* sp., *Pinus Laricio* Poir., *P. Cortesii* Brongn., *P.* cf. *silvestris* L., *P.* cf. *brevis* R. Ludw., *Corylus avellana* L. foss. (= *C. inflata* R. Ludw.), *Phragmites communis* Trin.

3. Flora und Alter des Tones von Freinsheim.

Verf. konnte folgende Pflanzen feststellen: *Phragmites communis* Trin., *Carex* typ. *stricta* Good., *Salix incana* Schrank, *S. repens* L., *S. cinerea* L., *S. aurita* L., *Corylus avellana* L., *Alnus incana* L., *Angelica silvestris* L. Es liegt demnach eine quartäre mitteleuropäische Uferflora vor. Tertiäre (oberpliocäne) oder glaziale Pflanzen fehlen vollständig. Von Bedeutung ist das Vorkommen von *Salix incana* und *Alnus incana*, Arten, die zum ersten Male in der dritten Interglazialzeit auftreten. Die Flora von Freinsheim ist demnach nicht älter als der Tuff von Flurlingen, die Höttinger Breccie und die Schieferkohle von Dürnten.

4. Die Unterrotliegendflora des Pflanzenlagers von Forst bei Münsterkappel.

Diese der Hoofer Stufe zugerechneten Schichten ergaben die folgende kleine Flora: *Callipteris subauriculata* Weiss, *Sigillariostrobus* cf. *Gaudryi* Ren. et Zeill., *S. piceaeformis* Schuster n. sp., *Baiera* sp., *Walchia piniformis* Sternb., *W. filiciformis* Sternb., *Samaropsis fluitans* Daws. Von anderen Fundpunkten bei Münsterkappel außerdem noch: *Calamites gigas* Brongn. und *Odontopteris obtusa* Brongn. Die Mehrzahl der Formen sind Permpflanzen und zwar solche, die für die Cuseler und Lebacher Schichten charakteristisch sind.

5. Über ein oberoligocänes Lorbeerholz aus dem Algäu.

Das vom Verf. untersuchte Laubholz gehört zu den Lauraceen und steht der Gattung *Ocotea* am nächsten, eine Gattung, die jetzt hauptsächlich im tropischen und subtropischen Amerika vorkommt. Das als *Ocoteoxylon algovicum* n. sp. bezeichnete Holz steht dem vom gleichen Autor schon früher beschriebenen *O. tigurinum* aus dem Flyschsandstein vom Tegernsee sehr nahe, nur daß ersteres keine Jahresringe besitzt.

6. Ein neuer Pilz aus der interglazialen Schieferkohle.

Es handelt sich nach den Untersuchungen von Rehm um einen Pyrenomyceten, der der Gattung *Rosellinites* zuzurechnen ist, von der bisher zwei Arten, *R. Beyschlagii* Pot. und *R. congregatus* Beck aus

dem Rotliegenden bezw. dem Oligocän beschrieben wurden. Die neue Art, *R. Schusteri* Rehm n. sp., unterscheidet sich von der oligocänen sehr wesentlich dadurch, daß bei ersterer die Perithezien einzeln stehen oder nur selten zwei zusammenfließen, bei letzterer dagegen in Häufchen von verschiedener Größe dicht gedrängt beisammen sind.

7. Fossile Eiben in Bayern und in Island sowie über die Flora der präalpinen Schieferkohle.

Verf. fand Eibenholz sowohl in dem Schieferkohlenflöz bei Zell wie auch bei Schambach und Großweil am Kochelsee. Daß die Eibe aber früher eine weitere nördliche Verbreitung hatte, beweist ein Stück verkieseltes Eibenholz, das der Geologe H. Reck aus Island mitbrachte und vom Verf. untersucht wurde, das „erste von der heute vollständig nadelholzlosen Insel und das nördlichste bekannte überhaupt".

Seine Studien über die Flora der Schieferkohlen faßt Verf. in folgenden Überblick zusammen:

I. Im Gebiet des Inngletschers.

1. Puttenham, rechtes Innufer, 2 km unterhalb Wasserburg: *Abies alba* Mill., *Hypnum aduncum* Hedw., *H. fluitans* Dill., *H. intermedium* Lindb., *H. scorpioides* L., *H. commutatum* Hedw.

2. Schambach, unterhalb Puttenham, rechtes Innufer: *Taxus baccata* L., *Pinus silvestris* L., *Phragmites communis* Trin., *Corylus avellana* L. f. *silvestris* Hort., *Fagus silvatica* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Calliergon giganteum* Schimp.

3. Unterhalb Königswart, rechtes Innufer: *Picea excelsa* Lam., *Sphagnum* cf. *acutifolium* Ehrh., *Sph.* cf. *cuspidatum* Ehrh.

4. Zell, 2 km unterhalb Wasserburg, rechtes Innufer: *Taxus baccata* L., *Picea excelsa* var. *europaea* Teplouchoff, *Larix decidua* Mill., *Pinus silvestris* L., *Phragmites communis* Trin., *Polygonum minus* Huds., *Camptothecium nitens* Schimp., *Rosellinites Schusteri* Rehm.

5. Auer-Schmiede im Mangfallgebiet: *Picea excelsa* Lam., *Pinus silvestris* L., *Fagus silvatica* L., *Hypnum* sp.

II. Im Gebiete des Isargletschers.

6. Großweil bei Kochel: *Equisetum* sp., *Taxus baccata* L., *Picea excelsa* var. *europaea* Tepl., *Pinus silvestris* L., *Phragmites communis* Trin., *Corylus avellana* L., *Betula pubescens* Ehrh., *Menyanthes trifoliata* L., *Calliergon trifarium* Kindb., *Scorpidium (Hypnum) scorpioides* L., *Meesia tristicha* Funk und *Hypnum purum* L.

7. Karpfsee bei Fletzen: *Picea excelsa* Lam., *Pinus silvestris* L., *Phragmites communis* Trin.

III. Im Gebiete des Iller- und Lechgletschers.

8. Berghof unweit Baierniederhofen bei Füssen: *Picea excelsa* Lam., *Pinus silvestris* L., *Phragmites communis* Trin., *Galium palustre* L. typicum, *Meesia triquetra* L., *Scorpidium (Hypnum) scorpioides* L, *Drepanocladus* cf. *Kneifii* Sch.

9. Imberg bei Sonthofen: *Picea excelsa* Lam., *Pinus silvestris* L., *Corylus avellana* L., *Rosellinites Schusteri* Rehm.

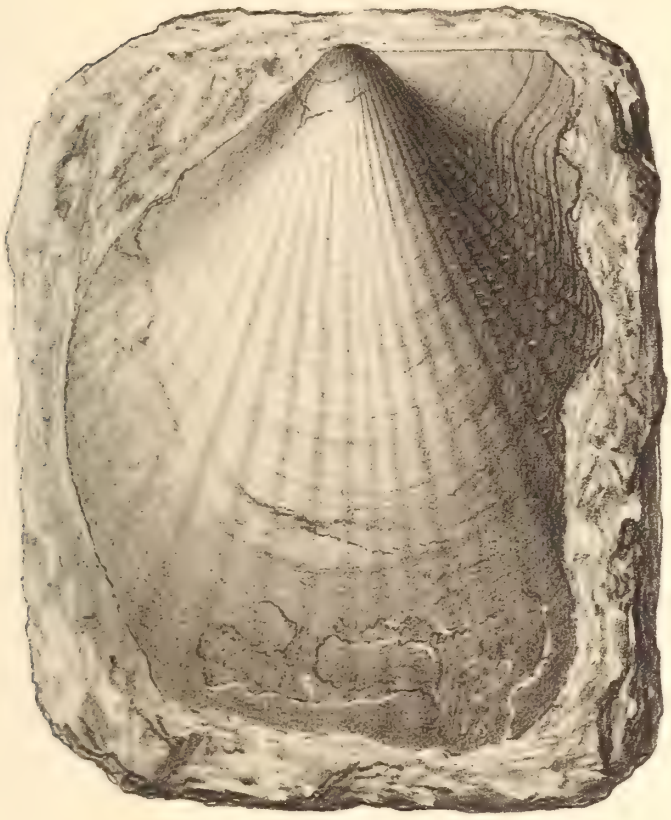
Besonders zwei Tatsachen sind hier von Interesse: einmal, daß die Bergföhre *(Pinus montana)*, deren Auftreten in der Schieferkohle bisher zweifelhaft war, sicher nicht vorkommt; dagegen kommt die Buche, von der bisher nur fragliche Holzreste aus der Schweiz bekannt waren, tatsächlich in der Schieferkohle vor.

Verf. glaubt, daß aus den Holzpflanzen annähernd auf die Schnee- und Baumgrenze der betreffenden Zeit geschlossen werden könne. Die hierfür gefundenen Werte stimmen mit den von Penck mitgeteilten Schneegrenzen der Achenschwankung annähernd überein. Verdanken diese Kohlenablagerungen wirklich alle ihre Entstehung der Achenschwankung, so muß auch der geologische Befund damit im Einklang stehen. Verf. nimmt auf Grund seiner Untersuchungen an, daß die die Flöze bedeckenden Jungmoränen bei sämtlichen Ablagerungen von gleicher Beschaffenheit sind und daß kein Grund vorliegt, sie nicht für Bühlmoränen zu halten. Wenn auch im Illergebiet die Entwicklung des Bühlstadiums noch nicht nachgewiesen ist, so glaubt Verf. auch für Imberg trotz der Höhe der Kohlenflöze über Tal dasselbe Alter annehmen zu dürfen. Damit kommt er zu dem Ergebnis, daß alle Schieferkohlen im präalpinen Südbayern nicht interglazial, sondern interstadial sind und der Achenschwankung angehören. Auch führt er hierfür noch als negatives Merkmal an, daß es niemals gelungen ist, in den bayrischen Schieferkohlen altertümliche Pflanzen, wie *Brasenia purpurea*, aufzufinden, die noch die hydrophile Schieferkohle der letzten Interglazialzeit zusammensetzen half. **H. Salfeld.**

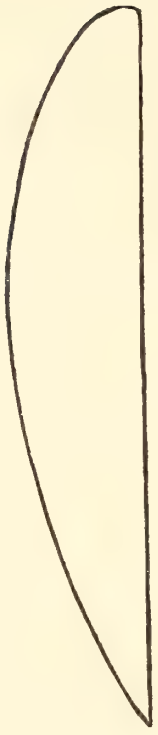
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Juraaufschluss am Cap Petropawlowsk bei Wladiwostock.

P. v. Wittenburg: Trias und Jura bei Wladiwostock.

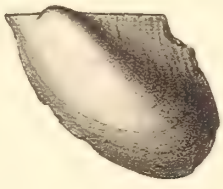


1 a.



1 b.

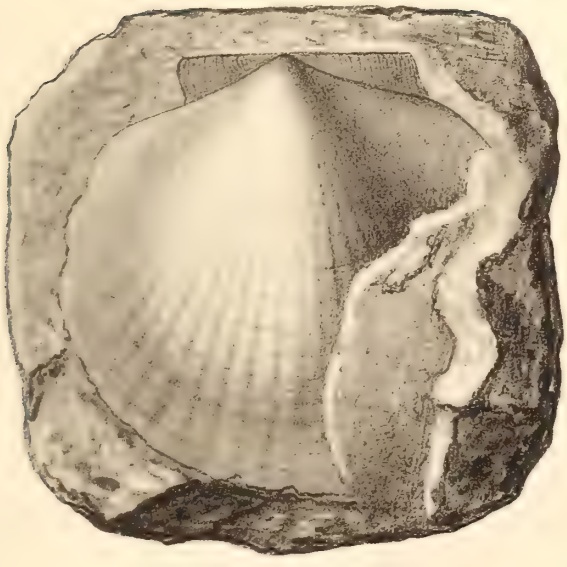
2 a.



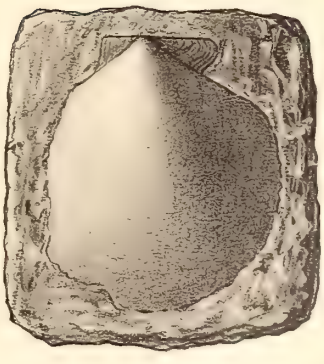
2 b.

3 b.

4 b.



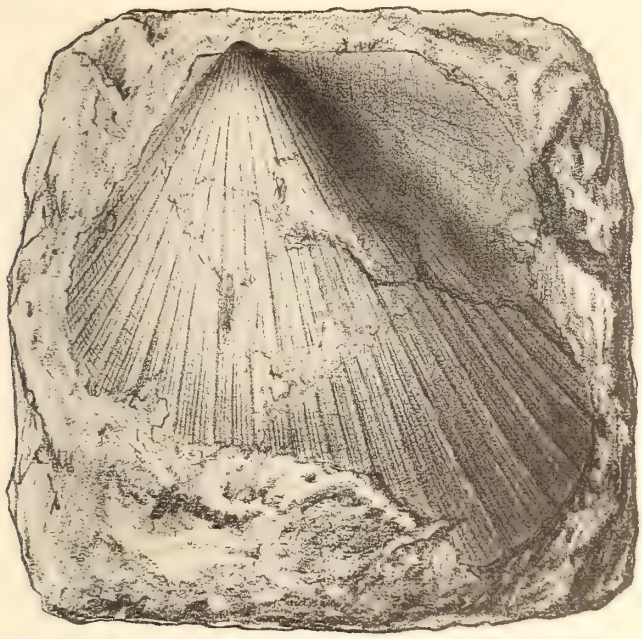
3 a.



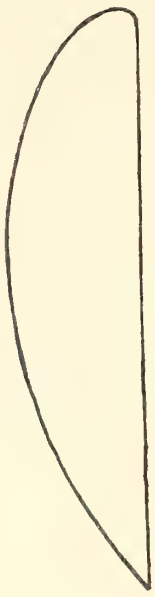
4 a.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

P. v. Wittenburg: Einige Lamellibranchiata der Salt-Range.



1a.



1b.

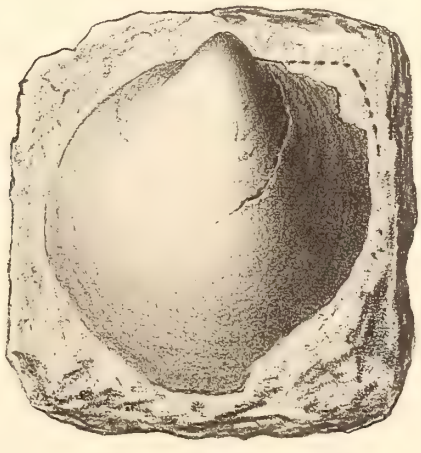
2b.

2a.

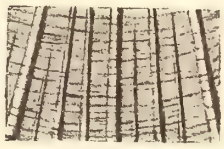
4.

5a.

3b.



3a.



5b.

6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

P. v. Wittenburg: Einige Lamellibranchiata der Salt-Range.

Fig. 1.

Fig. 2.

Aufn. v. E. Kaiser.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

E. Kaiser: Steinsalzvorkommen von Cardona.

Fig. 4.

Aufn. v. E. Kaiser.

½ der nat. Grösse.

Fig. 3.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

⅓ der nat. Grösse.

E. Kaiser: Steinsalzvorkommen von Cardona.

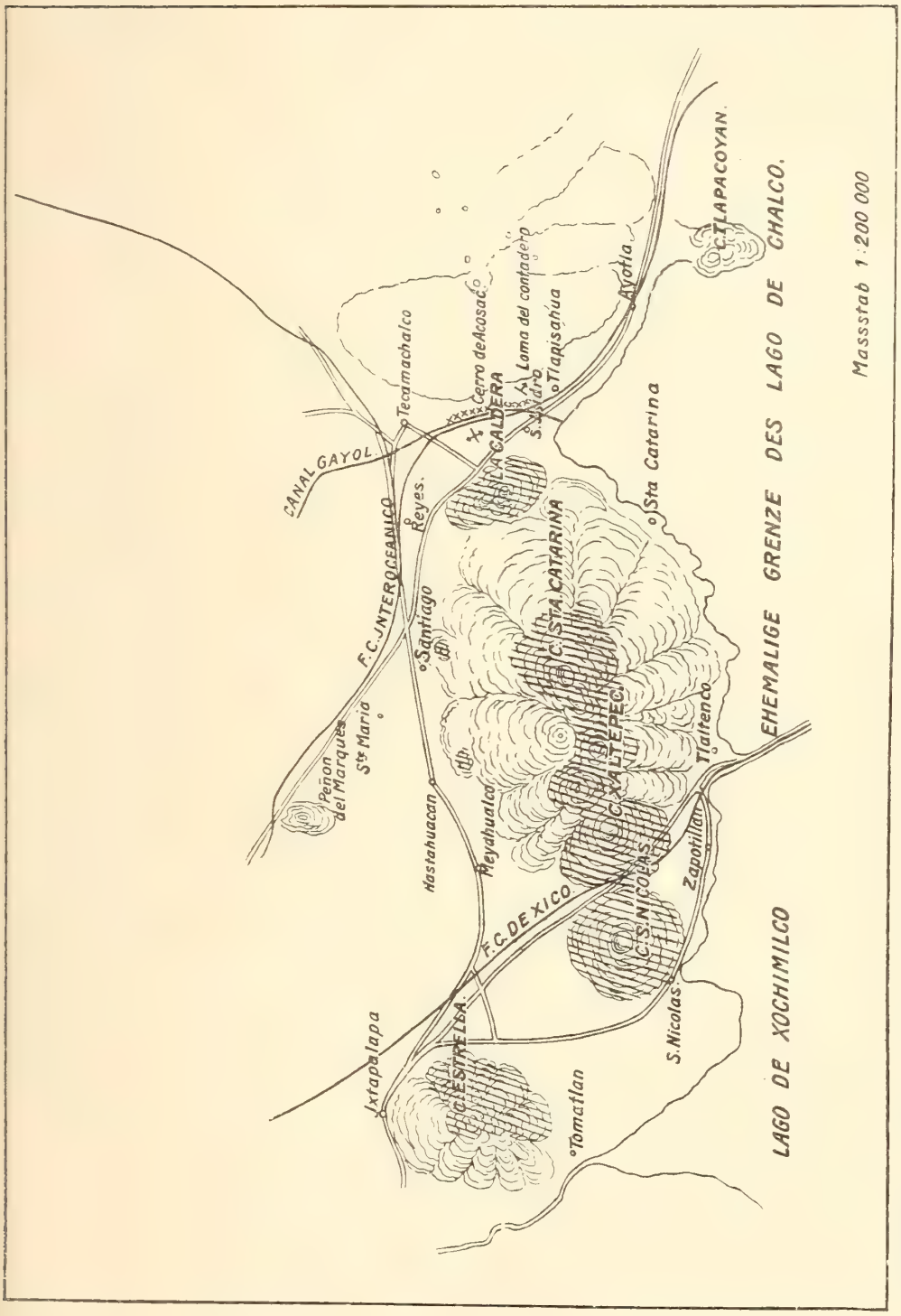
Fig. 5.

Fig. 6.

Aufn. v. E. Kaiser.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

E. Kaiser: Steinsalzvorkommen von Cardona.



Aschen, Sand, Lapilli, vulkanischer Schutt. — Die nicht schraffierten Teile des Gebirges bestehen aus Laven.

×××××××× Zone der gefalteten Quartärschichten.

Fig. 1. Geologische Skizze der Sierra de Sta. Catarina bei Mexiko. (Nach Felix und Lenk.)

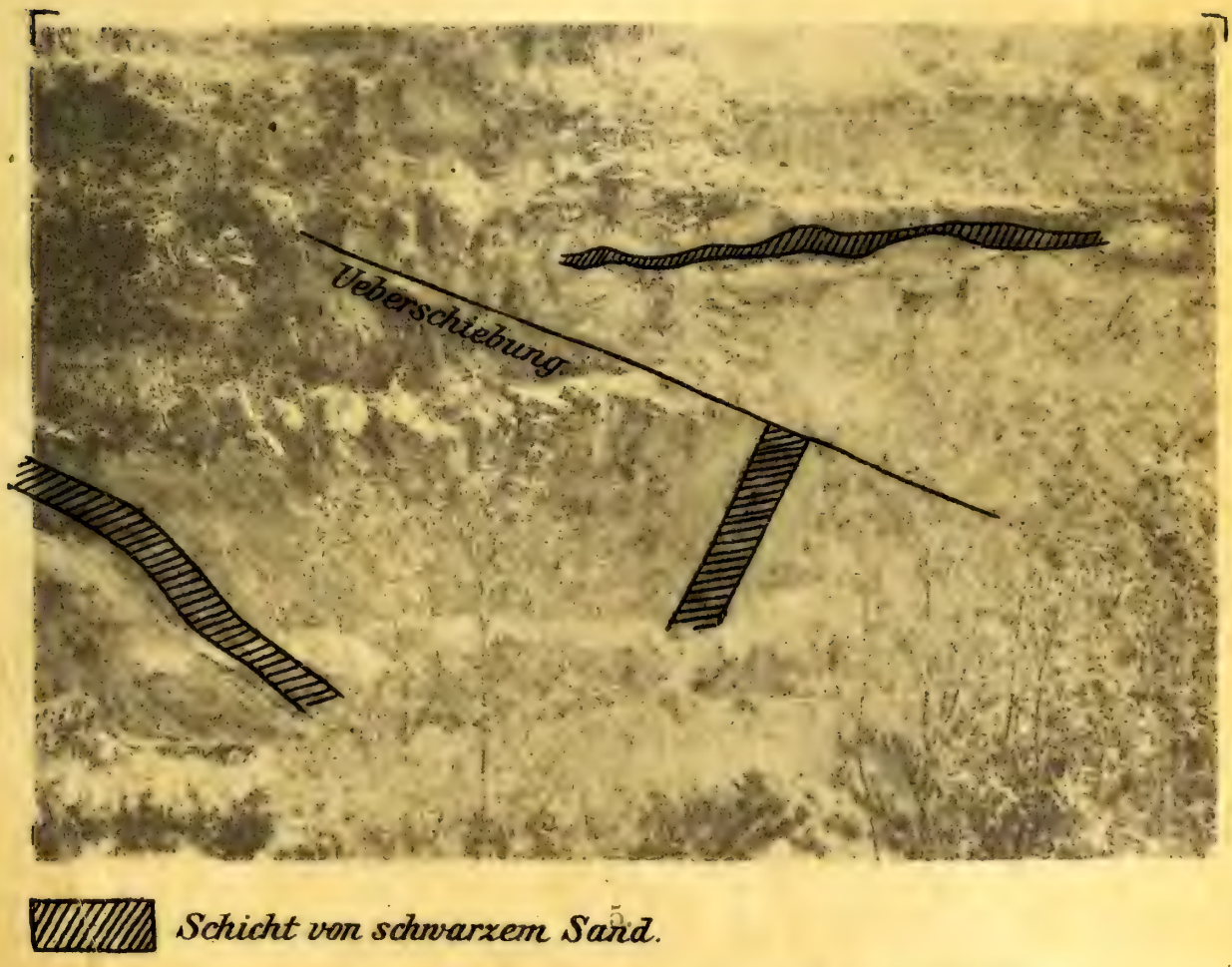
E. Böse, Ueber eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tal von Mexiko.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 2. Ungefaltete Quartärschichten am Canal Gayol in der Nähe von Los Reyes, Tal von Mexiko.

„ 5. Gefaltete und überschobene Quartärschichten am Canal Gayol, Tal von Mexiko. — Aus der Zone der schwächeren Faltung.

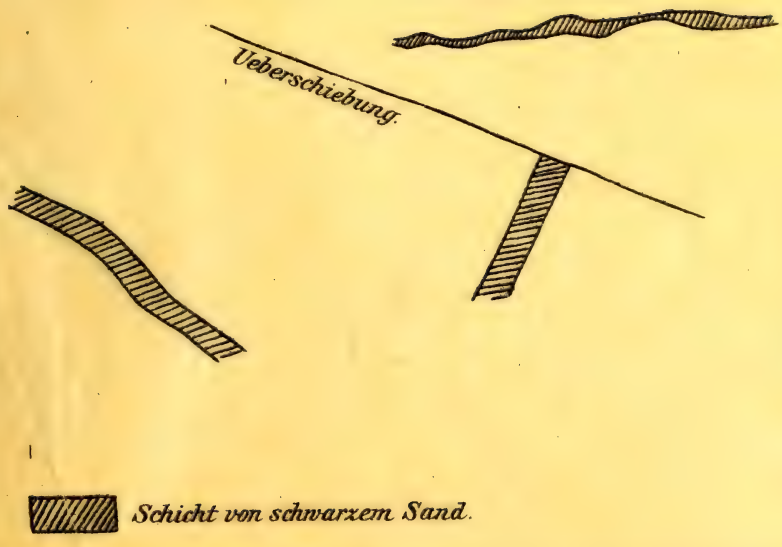
2.



5.

Lichtdruck der Hofku[illegible]

E. Böse: Faltungszone im Tal von Mexiko.


Ueberschiebung.
Schicht von schwarzem Sand.

Ueberschiebung.
Schicht von schwarzem Sand.

2.

5.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

E. Böse: Faltungszone im Tal von Mexiko.

Erklärung zu Tafel IX.

Fig. 3. Gefaltete Quartärschichten am Canal Gayol, Tal von Mexiko. — Aus der Zone der stärksten Faltung.

3.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

E. Böse: Faltungszone im Tal von Mexiko.

Erklärung zu Tafel X.

Fig. 4. Gefaltete und überschobene Quartärschichten am Canal Gayol, Tal von Mexiko. — Aus der Zone der stärksten Faltung.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

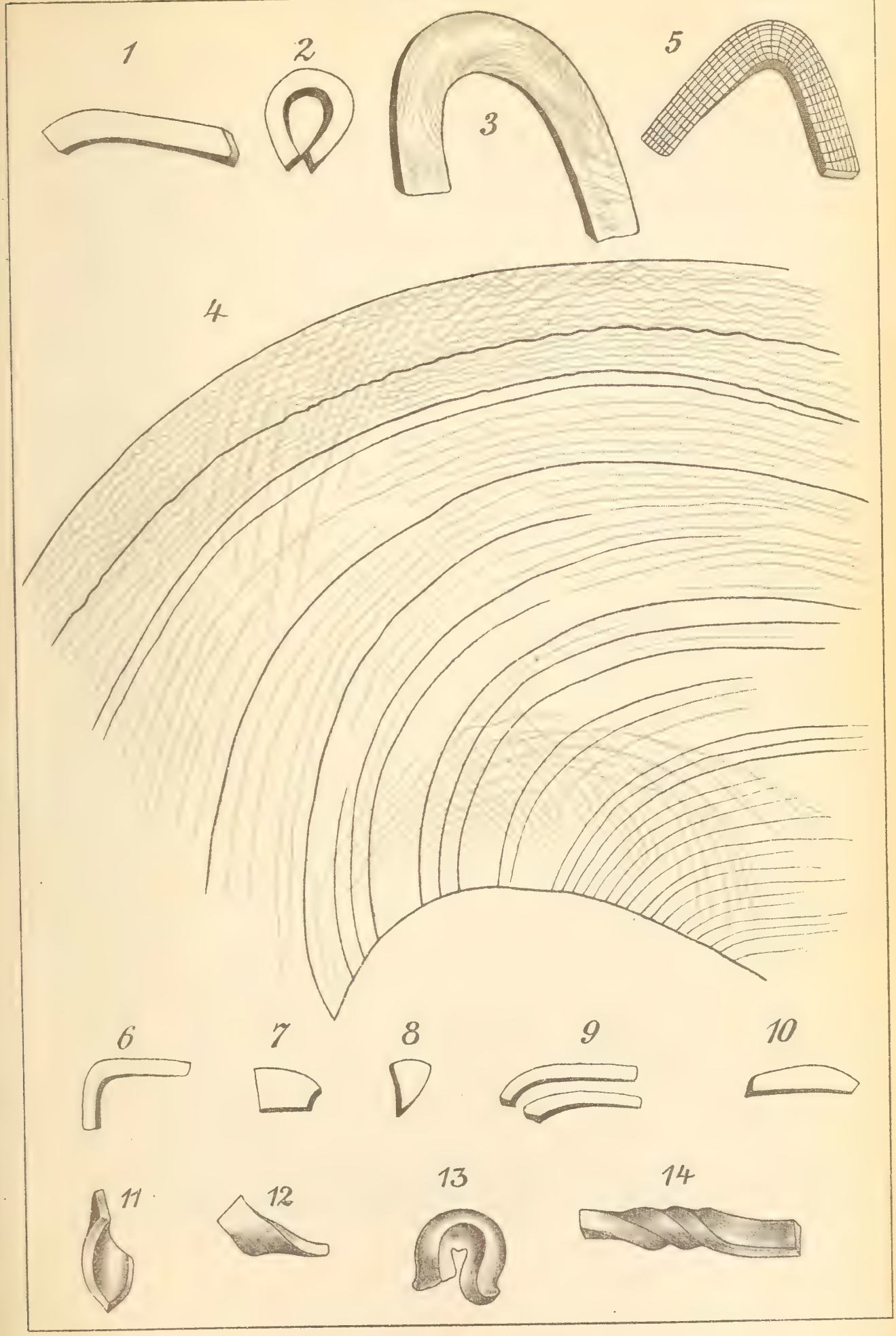
E. Böse: Faltungszone im Tal von Mexiko.

Ueberschlebung

Friedrichsstadt

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

E. Böse: Faltungszone im Tal von Mexiko.



L. Milch: Zunahme der Plastizität bei Kristallen.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Craquelierte Archäolithe aus Tasmanien.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Craquelierte Archäolithe aus Tasmanien.

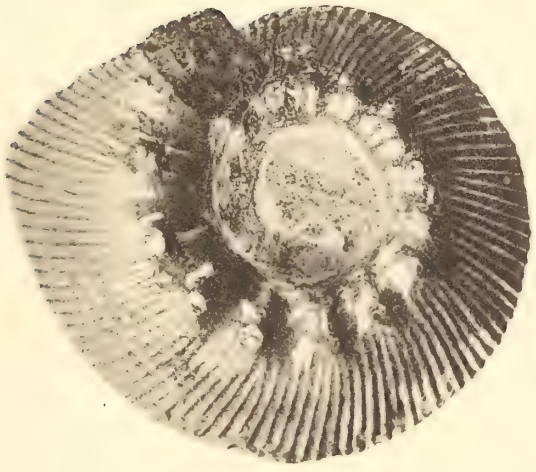
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Craquelierte Archäolithe aus Tasmanien.

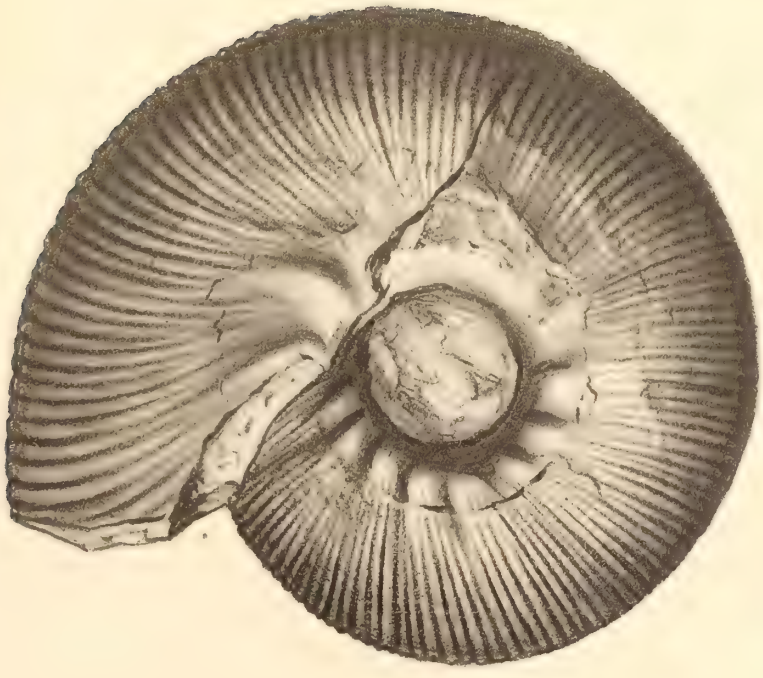
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

F. Noetling: Craquelierte Archäolithe aus Tasmanien.

1.



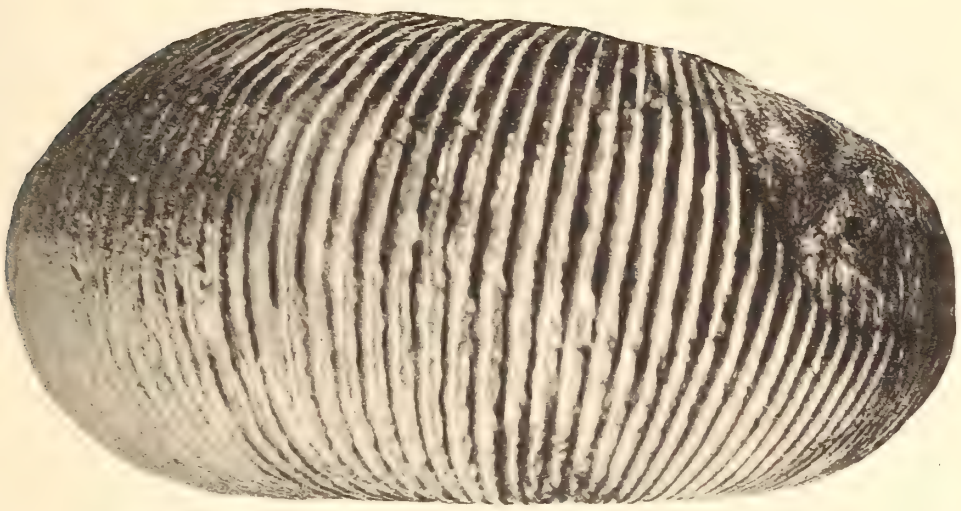
2.



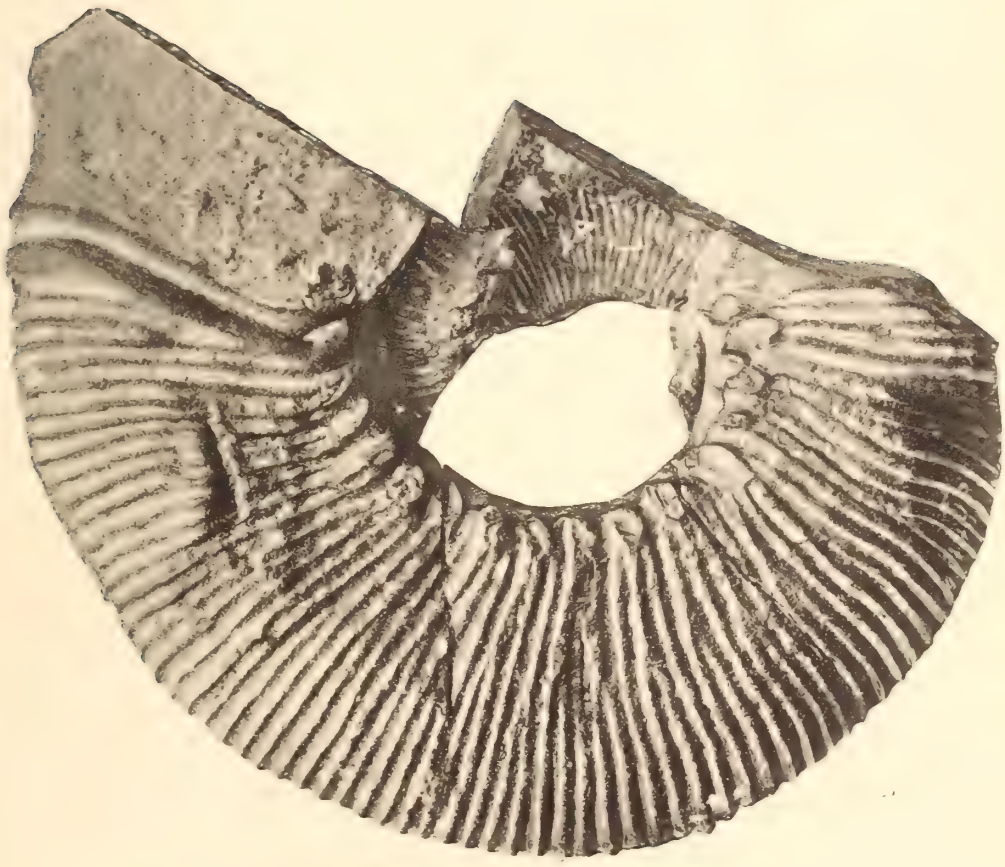
3.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

R. N. Wegner: Astieria-Formen der Ammoniten-Gattung Holcostephanus.



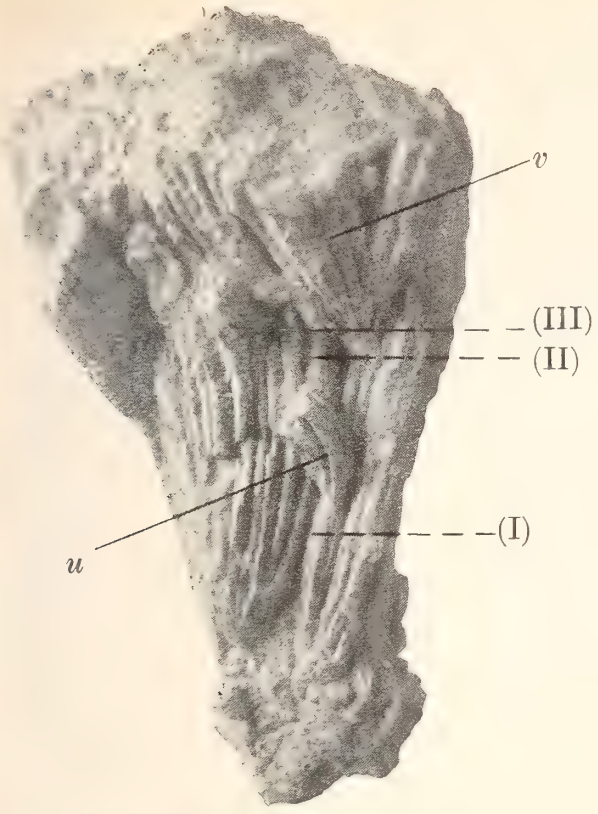
2.



1.

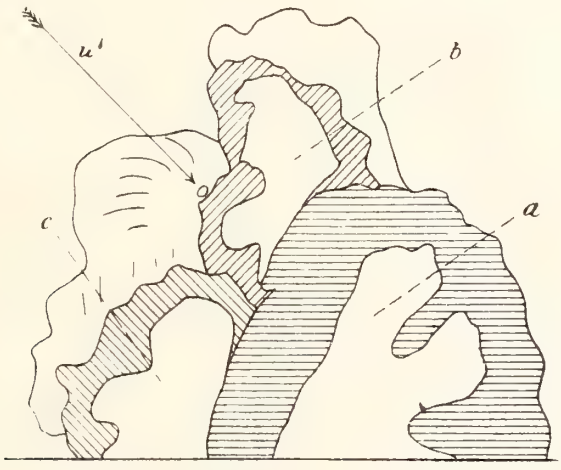
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

R. N. Wegner: Astieria-Formen der Ammoniten-Gattung Holcostephanus.

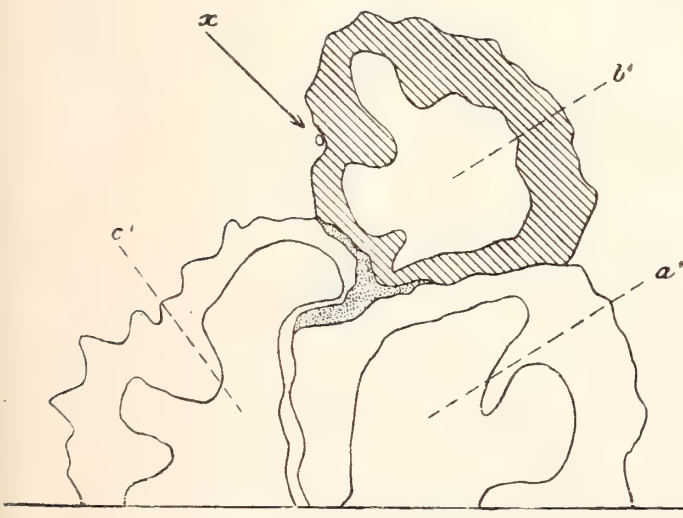


A. Nat. Größe.

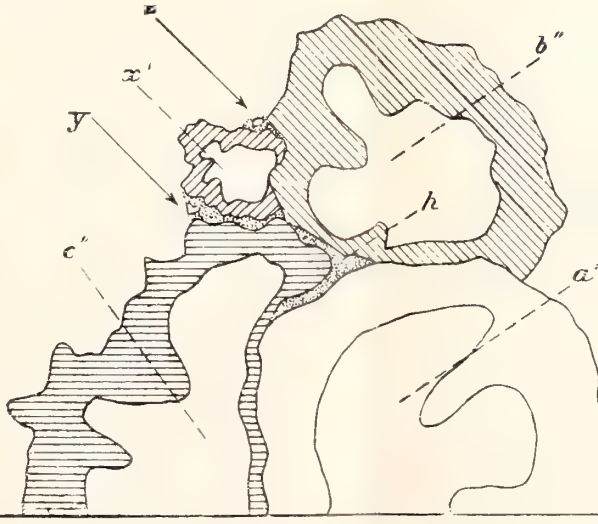
B. Nat. Größe.



I. 3 × nat. Größe.



II. 3 × nat. Größe.



III. 3 × nat. Größe.

Th. Brandes, Gibt es Hippuritiden, welche durch Knospung Kolonien bilden?

1.

2.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

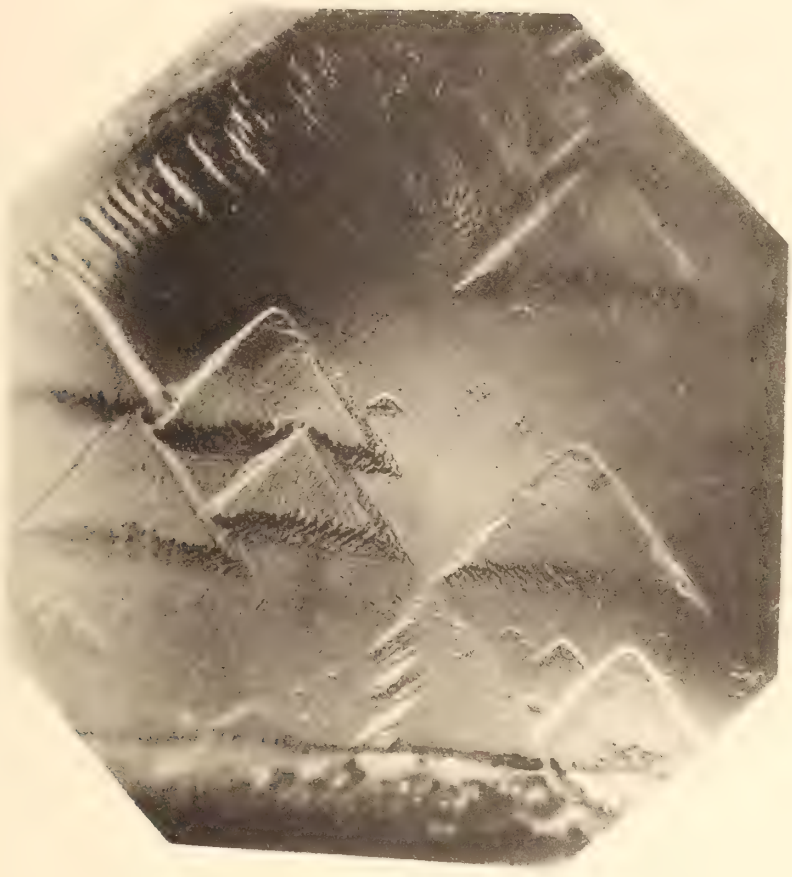
H. Thiene: Apatit und Beryll von Tonkerhoek.

3.

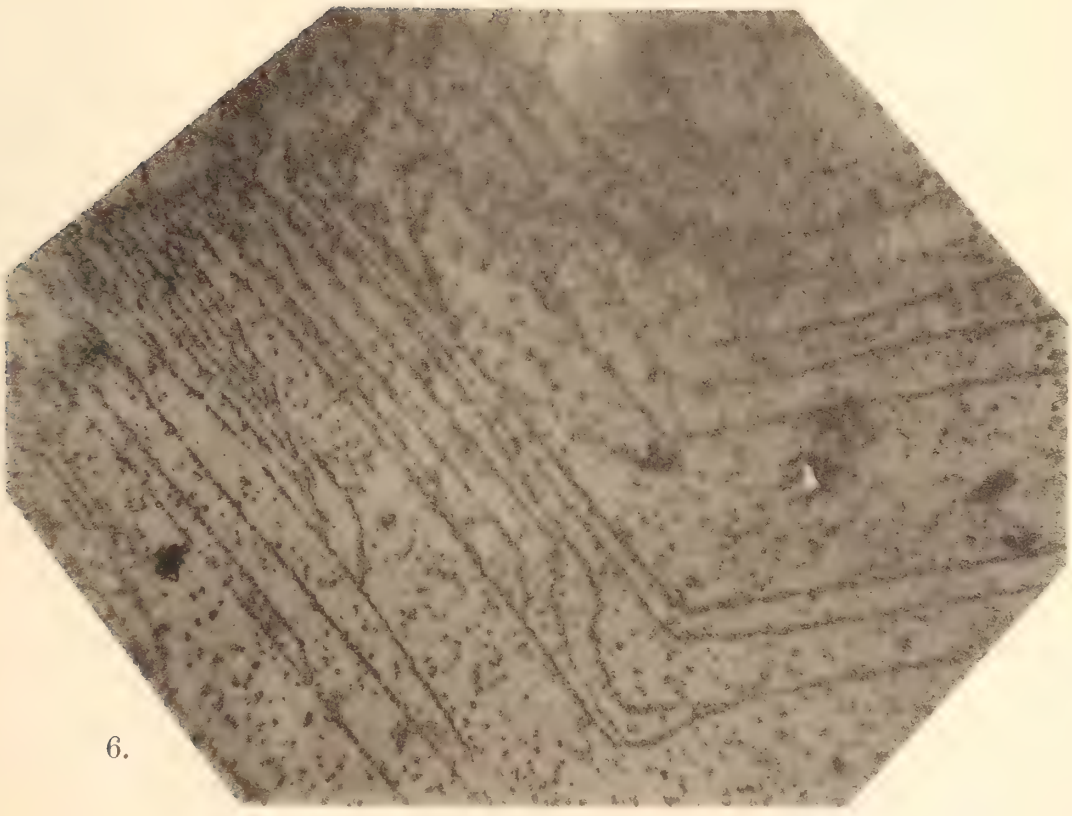
4.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

H. Thiene: Apatit und Beryll von Tonkerhoek.



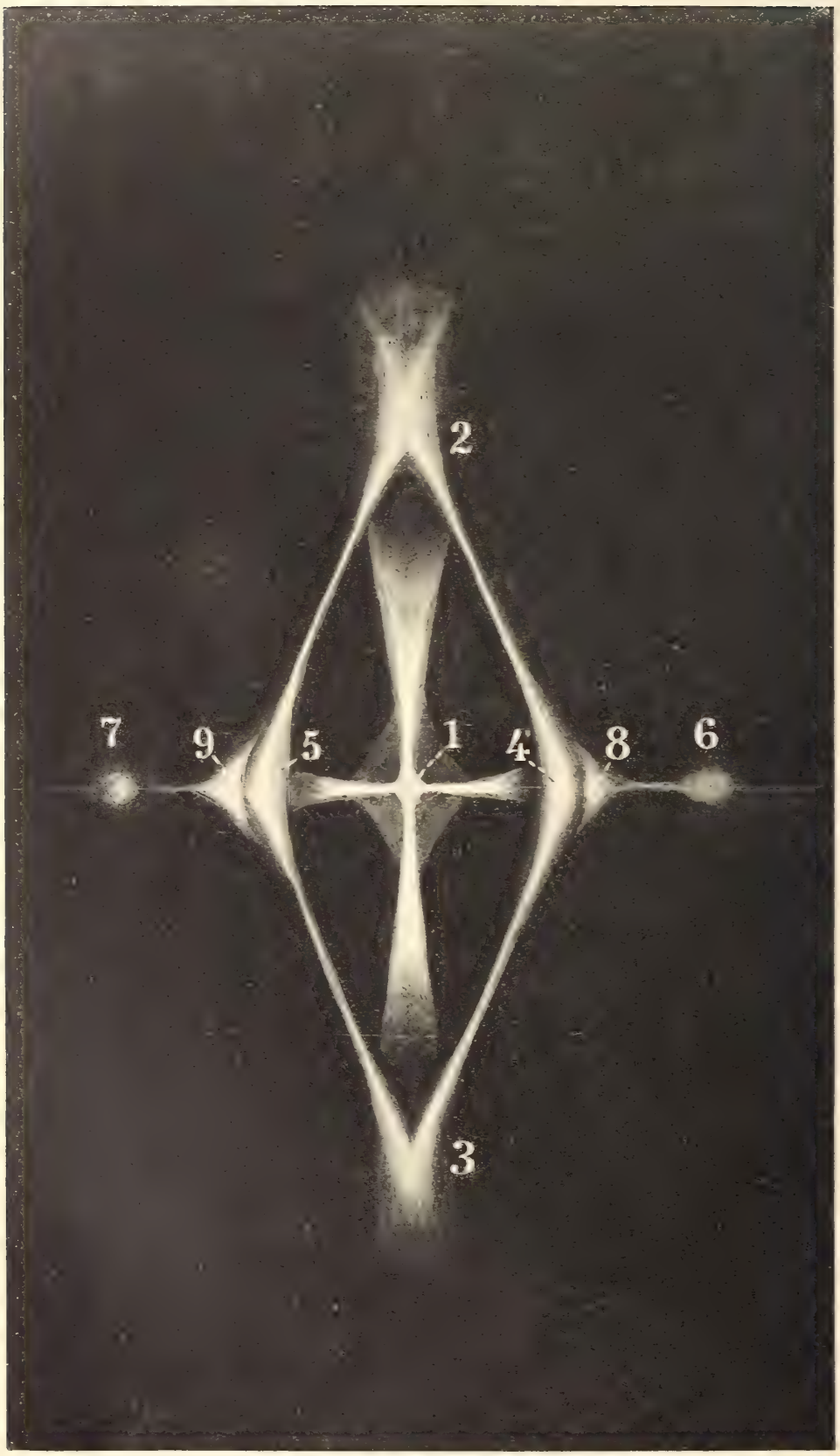
5.



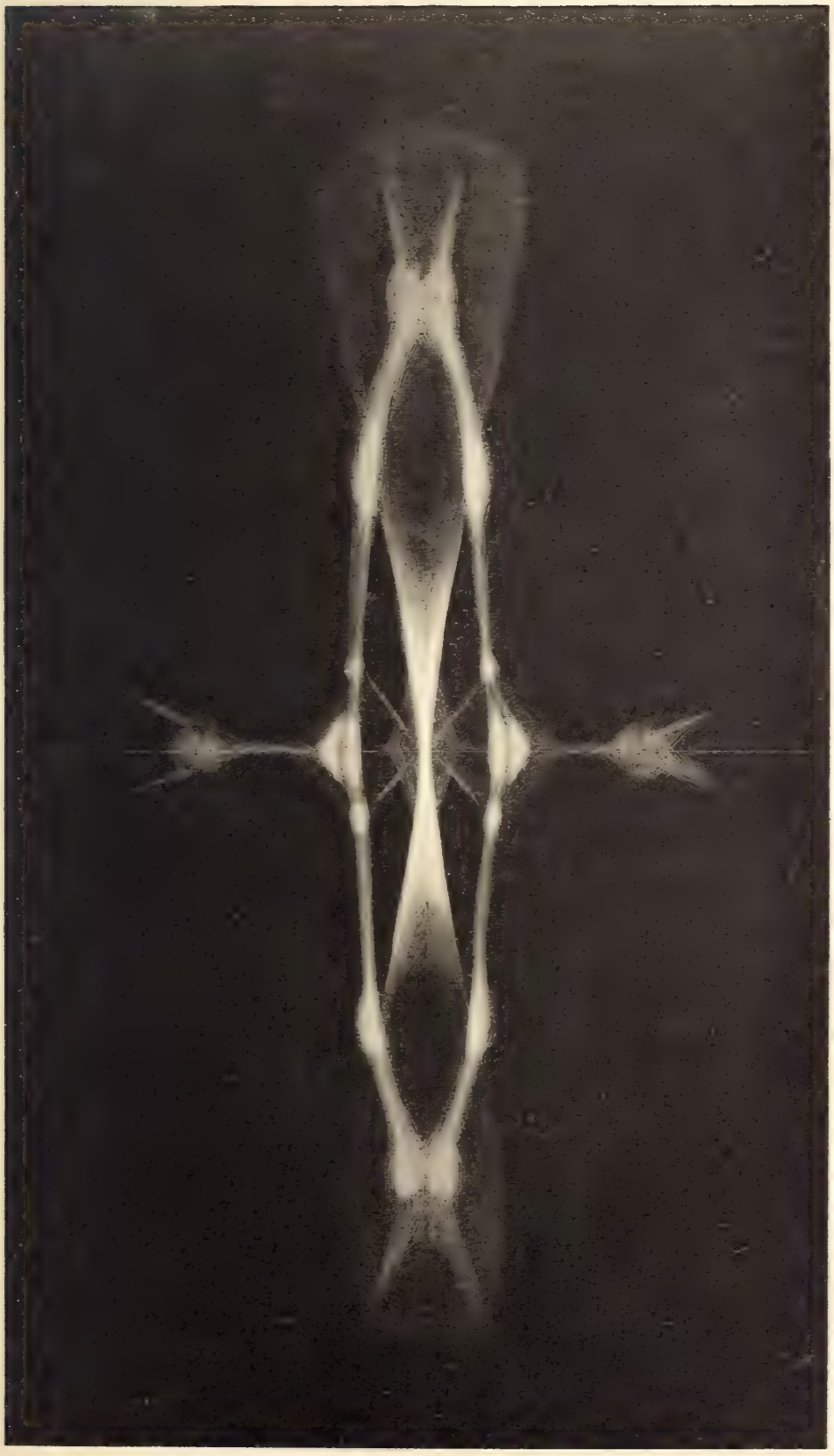
6.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

H. Thiene: Apatit und Beryll von Tonkerhoek.



7.



8.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

n Tonkerhoek.

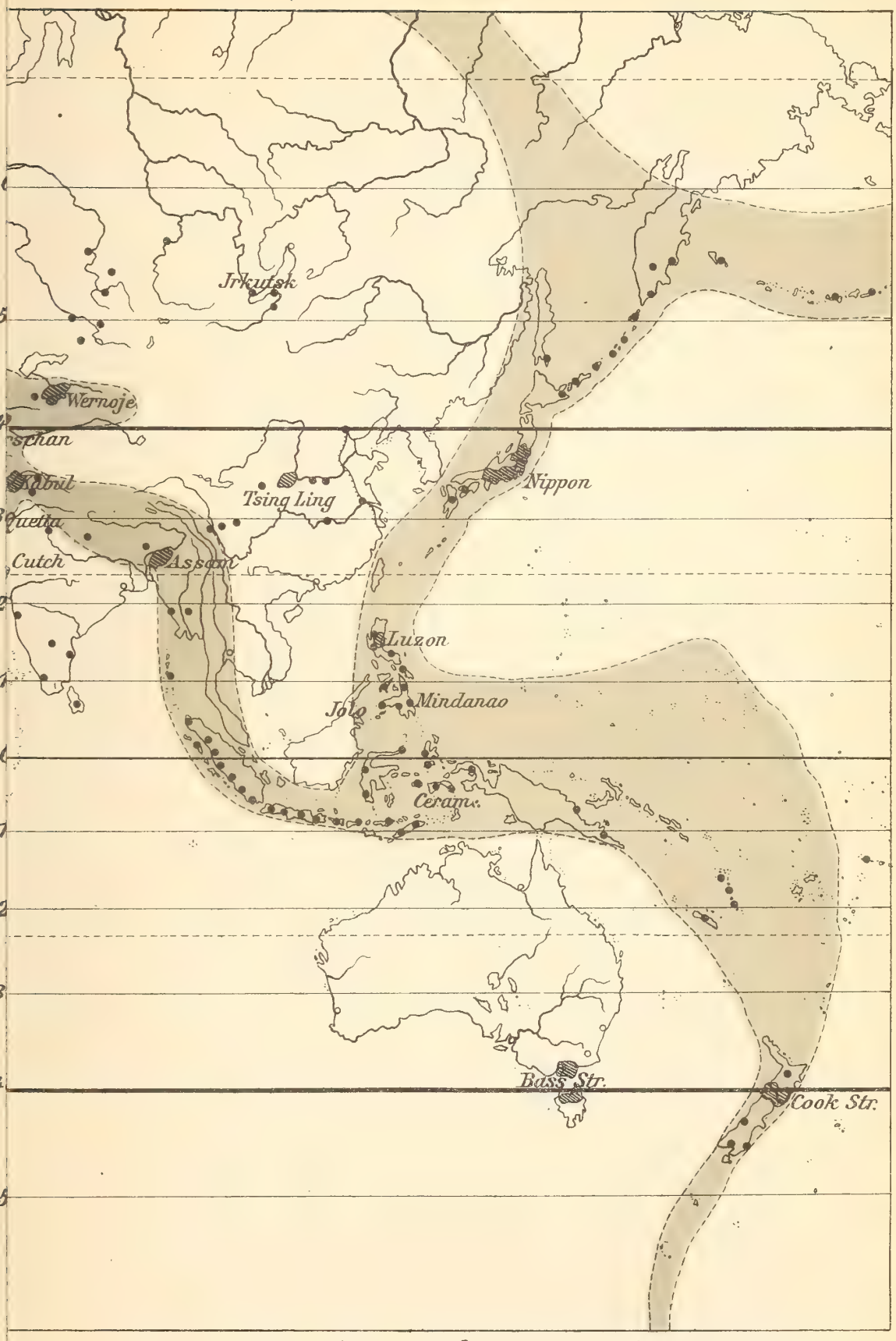
7.

8

Lichtdruck der [illegible]

H. Thiene: Apatit und Beryll von Tonkerhock.

N



Lith. chem. Institut v. Gerstenlauer & Reisacher, Stuttgart.

N

Lith. chem. Institut v. Gerstentauer & Reisacher, Stuttgart

27. März 1909.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

Jahrgang 1909.

I. Band. Erstes Heft.

Mit Tafel I—X und 2 Textfiguren.

Smithsonian Institution
APR 16 1909
National Museum

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1909.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 27.50

An unsere Abonnenten!

Die wiederholt eingetretenen Preissteigerungen im Buchdruckergewerbe haben die Herstellungskosten für Jahrbuch und Centralblatt derartig verteuert, daß wir gezwungen sind, ebenso, wie dies auch bei anderen Zeitschriften geschieht, den Subskriptionspreis für Jahrbuch und Centralblatt zu erhöhen.

Im Interesse unserer Leser haben wir den Preisaufschlag auf das niederste Maß beschränkt und werden statt bisher Mk. 50.— für Jahrbuch und Centralblatt zusammen in Zukunft Mk. 55.— berechnen. Das Centralblatt allein kostet statt bisher Mk. 12.— jetzt Mk. 15.—.

Wir bitten unsere Abonnenten, uns diese durch die Verhältnisse aufgenötigte Preiserhöhung vom 1. Januar 1909 gewähren zu wollen und zeichnen

Stuttgart, Dezember 1908.

hochachtungsvoll

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Soeben erschienen:

K. A. von Zittel's

Paläontologische Wandtafeln

II. Serie: Fossile Pflanzen.

Herausgegeben von

J. F. Pompeckj und H. Salfeld.

Tafel I—X.

Darstellend: Thallophyta, Algae, Gymnospermae, Cycadales, Ginkgoales, Coniferales, Filices, Pecopteridae, Sphenopteridae, Cryptogamae, Neuropteridae, Dictyopteridae, Palaeopteridae, Sphenophyllae, Hydropteridae.

Preis jeder Tafel aufgezogen mit Stäben Mk. 6.—.

Wir möchten nicht verfehlen, die Fachkreise auf das Erscheinen dieser schon lange als notwendig empfundenen Tafelserie aufmerksam zu machen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Dr. Sproesser) in Stuttgart.

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **E. Koken** in Tübingen und Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Göttingen.

Bisher erschienen 55 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 66.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Plieninger, F.: Die Pterosaurier der Juraformation Schwabens. 13 Bogen mit 6 Taf. u. 40 Textfiguren Preis Mk. 30.—.

Sieberer, K.: Die Pleurotomarien des schwäbischen Jura. 8½ Bogen mit 5 Tafeln und 27 Textfiguren . . . „ „ 20.—.

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. 8½ Bogen mit 6 Tafeln „ „ 20.—.

— Ein neuer Ichthyosaurus aus der norddeutschen Kreide. 3 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 12.—.

Salfeld, H.: Fossile Landpflanzen der Rät- und Juraformation Südwestdeutschlands. 5 Bogen u. 9 Tafeln „ „ 24.—.

Beutler, K.: Beitrag zur Kenntnis der Bryozoenfauna der älteren Tertiärschichten des südlichen Bayern. II. Abt.: Cyclostomata. 6 Bogen mit 2 Tafeln „ „ 12.—.

Felix, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und in den Mediterrangebieten. II. Teil: Die Kreideschichten bei Gosau. 11 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Issler, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. 13 Bogen mit 7 Tafeln . „ „ 24.—.

Fraas, E.: Ostafrikanische Dinosaurier. 5 Bogen mit 5 Tafeln . . . . . „ „ 16.—.

Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes. 2¾ Bogen mit 8 Tafeln . . . . . „ „ 20.—

Wanderer, K.: Ramphorhynchus Gemmingi H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem Min.-geol. Museum zu Dresden. 1½ Bogen mit 1 Tafel . . . . . „ „ 6.—

Auer, E.: Über einige Krokodile der Juraformation. 9¾ Bogen mit 5 Tafeln und 15 Textfiguren . . . „ „ 24.—.

Broili, F.: Neue Ichthyosaurierreste aus der Kreide Norddeutschlands und das Hypophysenloch bei Ichthyosauriern. 1 Bogen mit 1 Tafel und 8 Textfiguren „ „ 4.—.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Dr. Sproesser) in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XXVI Heft 2.

Mit Taf. XXV—XXXVI und 39 Textfiguren.

= Preis 10.— Mk. =

Inhalt:

Gröber, P.: Ueber die Faunen des untercarbonischen Transgressionsmeeres des zentralen Tian-schan, die in der Umgebung des Sartdschol-Passes gefunden worden sind. (Mit Taf. XXV—XXX und 6 Textfig.) 35 S.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Kiel.

5. K. Simon: Beiträge zur Kenntnis der Mineralfarben. 46 S.

Schwietring, Fr.: Beiträge zur Kenntnis der partiellen und der totalen Reflexion des Lichtes an durchsichtigen inaktiven Kristallen. (Mit 31 Textfig.) 84 S.

Spethmann, H.: Vulkanologische Forschungen im östlichen Zentralisland. (Mit 1 Profil und 1 Originalkarte im Text, sowie Taf. XXXI mit Profilen und Taf. XXXII—XXXVI mit 9 Lichtdrucken.) 50 S.

= Ausgegeben am 12. September 1908. =

Beilage-Band XXVI Heft 3.

Mit Taf. XXXVII—XLV und 6 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Tannhäuser, F.: Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. 55 S.

Königsberger, J.: Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno (Schweiz, Kanton Tessin) und Beschreibung der Minerallagerstätten des Tessinermassivs. (Mit Taf. XXXVII [1 Kartenskizze 1 : 50 000, 2 Profilen 1 : 25 000] und Taf. XXXVIII sowie 3 Textfig.) 77 S.

Wedekind, R.: Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberge. (Mit Taf. XXXIX—XLV und 3 Textfig.) 69 S.

= Ausgegeben am 14. November 1908. =

Beilage-Band XXVII Heft 1.

Mit Taf. I, II und 8 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Wepfer, E.: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. (Mit 1 Karte [Taf. I], Taf. II, 5 Profilen und 2 Textfig.) 71 S.

v. Wolff, F.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs". I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend von Bozen (Südtirol). 86 S.

Hezner, L.: Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). (Mit 1 Textfig.) 62 S.

= Ausgegeben am 19. Dezember 1908. =

Verlag von E. Schweizerbart (Nägele & Dr. Sproesser) in Stuttgart, Johannesstrasse 3.
Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

Jahrgang 1909.

I. Band. Zweites Heft.

Mit Tafel XI—XVIII und 3 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1909.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 27.50.

Diesem Hefte liegt ein Prospekt bei von der **E. Schweizerbart**'schen Verlagsbuchhandlung, **Nägele & Dr. Sproesser** in **Stuttgart**, über: **Depéret-Wegner**, Die Umbildung der Tierwelt.

An unsere Abonnenten!

Die wiederholt eingetretenen Preissteigerungen im Buchdruckergewerbe haben die Herstellungskosten für Jahrbuch und Centralblatt derartig verteuert, daß wir gezwungen sind, ebenso, wie dies auch bei anderen Zeitschriften geschieht, den Subskriptionspreis für Jahrbuch und Centralblatt zu erhöhen.

Im Interesse unserer Leser haben wir den Preisaufschlag auf das niederste Maß beschränkt und werden statt bisher Mk. 50.— für Jahrbuch und Centralblatt zusammen in Zukunft Mk. 55.— berechnen. Das Centralblatt allein kostet statt bisher Mk. 12.— jetzt Mk. 15.—.

Wir bitten unsere Abonnenten, uns diese durch die Verhältnisse aufgenötigte Preiserhöhung vom 1. Januar 1909 gewähren zu wollen und zeichnen

Stuttgart, Dezember 1908.

hochachtungsvoll

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Soeben erschienen:

K. A. von Zittel's

Paläontologische Wandtafeln

II. Serie: Fossile Pflanzen.

Herausgegeben von

J. F. Pompeckj und H. Salfeld.

Tafel I—X.

Darstellend: Thallophyta, Algae, Gymnospermae, Cycadales, Ginkgoales, Coniferales, Filices, Pecopteridae, Sphenopteridae, Cryptogamae, Neuropteridae, Dictyopteridae, Palaeopteridae, Sphenophyllae, Hydropteridae.

Preis jeder Tafel aufgezogen mit Stäben Mk. 6.—.

Wir möchten nicht verfehlen, die Fachkreise auf das Erscheinen dieser schon lange als notwendig empfundenen Tafelserie aufmerksam zu machen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **E. Koken** in Tübingen und Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Göttingen.

Bisher erschienen 55 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 66.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Sieberer, K.: Die Pleurotomarien des schwäbischen Jura. $8\frac{1}{2}$ Bogen mit 5 Tafeln und 27 Textfiguren . . . Preis Mk. 20.—.

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. $8\frac{1}{2}$ Bogen mit 6 Tafeln „ „ 20.—.

— Ein neuer Ichthyosaurus aus der norddeutschen Kreide. 3 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 12.—.

Salfeld, H.: Fossile Landpflanzen der Rät- und Juraformation Südwestdeutschlands. 5 Bogen u. 9 Tafeln „ „ 24.—.

Beutler, K.: Beitrag zur Kenntnis der Bryozoenfauna der älteren Tertiärschichten des südlichen Bayern. II. Abt.: Cyclostomata. 6 Bogen mit 2 Tafeln „ „ 12.—.

Felix, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und in den Mediterrangebieten. II. Teil: Die Kreideschichten bei Gosau. 11 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Issler, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. 13 Bogen mit 7 Tafeln . „ „ 24.—.

Fraas, E.: Ostafrikanische Dinosaurier. 5 Bogen mit 5 Tafeln . . . . . „ „ 16.—.

Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes. $2\frac{3}{4}$ Bogen mit 8 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Wanderer, K.: Ramphorhynchus Gemmingi H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem Min.-geol. Museum zu Dresden. $1\frac{1}{2}$ Bogen mit 1 Tafel . . . . . „ „ 6.—.

Auer, E.: Über einige Krokodile der Juraformation. $9\frac{3}{4}$ Bogen mit 5 Tafeln und 15 Textfiguren . . . „ „ 24.—.

Broili, F.: Neue Ichthyosaurierreste aus der Kreide Norddeutschlands und das Hypophysenloch bei Ichthyosauriern. 1 Bogen mit 1 Tafel und 8 Textfiguren „ „ 4.—.

Salfeld, H.: Beiträge zur Kenntnis jurassischer Pflanzenreste aus Norddeutschland. $4\frac{1}{2}$ Bogen mit 6 Tafeln und 2 Textfiguren . . . . . „ „ 16.—.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XXVII Heft 1.

Mit Taf. I, II und 8 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Wepfer, E.: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. (Mit 1 Karte [Taf. I], Taf. II, 5 Profilen und 2 Textfig.) 71 S.

v. Wolff, F.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs". I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgegend von Bozen (Südtirol). 86 S.

Hezner, L.: Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). (Mit 1 Textfig.) 62 S.

= Ausgegeben am 19. Dezember 1908. =

Beilage-Band XXVII Heft 2.

Mit Taf. III—VI und 5 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Leitmeier, H.: Der Basalt von Weitendorf in Steiermark und die Mineralien seiner Hohlräume. (Mit Taf. III und 3 Textfig.) 42 S.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

3. R. Brauns: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. (Mit 1 Textfig.) 65 S.

Johnsen, A.: Die Thüringer Porphyroide. (Mit Taf. IV, V und 1 Textfigur.) 75 S.

Stegmann, H.: Die jungen Ergußgesteine der Batakländer (Sumatra). (Mit 1 Karte, Taf. VI.) 60 S.

= Ausgegeben am 10. April 1909. =

Beilage-Band XXVII Heft 3.

Mit Taf. VII—XXI und 28 Textfiguren.

= Preis 9.60 Mk. =

Inhalt:

v. Staff, H.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden. (Mit Taf. VII, VIII und 16 Textfig.) 48 S.

v. Wittenburg, P.: Geologische Studien an der ostasiatischen Küste im Golfe Peter des Großen. (Mit Taf. IX—XVI, 1 Karte [Taf. XVII] und 4 Textfig.) 32 S.

Kruse, J.: Das Vorkommen und die Eigenschaften des Anglesites aus dem Siegerlande. (Mit Taf. XVIII—XXI.) 63 S.

Schmidt, M.: Ueber das Verhalten der Mischungen von Oligoklas mit Enstatit und Augit im Schmelzflusse. (Mit 8 Textfig.) 38 S.

= Ausgegeben am 8. Juni 1909. =

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

Jahrgang 1909.

I. Band. Drittes Heft.

Mit Tafel XIX—XXIII und 2 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1909.

Jährlich erscheinen 2 Bände, je zu 3 Heften. Preis pro Band Mk. 27.50.

Diesem Hefte ist beigefügt ein Prospekt der **Weidmann**'schen Buchhandlung in **Berlin** über: Abhandlungen der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.

SEP 3 1909
National Museum

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Soeben erschien:

Prof. Dr. Charles Depéret:

Die Umbildung der Tierwelt

Eine Einführung in die Entwicklungsgeschichte auf paläontologischer Grundlage.

Ins Deutsche übertragen von

Rich. N. Wegner, Breslau.

8°. 330 Seiten. — Preis brosch. Mk. 2.80, geb. Mk. 3.30.

Der Name Depéret bürgt für die hohe Bedeutsamkeit des Buches.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Soeben erschienen:

K. A. von Zittel's

Paläontologische Wandtafeln

II. Serie: Fossile Pflanzen.

Herausgegeben von

J. F. Pompeckj und H. Salfeld.

Tafel I—X.

Darstellend: Thallophyta, Algae, Gymnospermae, Cycadales, Ginkgoales, Coniferales, Filices, Pecopteridae, Sphenopteridae, Cryptogamae, Neuropteridae, Dictyopteridae, Palaeopteridae, Sphenophyllae, Hydropteridae.

Preis jeder Tafel aufgezogen mit Stäben Mk. 6.—.

Wir möchten nicht verfehlen, die Fachkreise auf das Erscheinen dieser schon lange als notwendig empfundenen Tafelserie aufmerksam zu machen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **E. Koken** in Tübingen und Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Göttingen.

Bisher erschienen 55 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 66.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Broili, K.: Ein neuer Ichthyosaurus aus der norddeutschen Kreide. 3 Bogen mit 2 Tafeln . . . . Preis Mk. 12.—.

Salfeld, H.: Fossile Landpflanzen der Rät- und Juraformation Südwestdeutschlands. 5 Bogen u. 9 Tafeln „ „ 24.—.

Beutler, K.: Beitrag zur Kenntnis der Bryozoenfauna der älteren Tertiärschichten des südlichen Bayern. II. Abt.: Cyclostomata. 6 Bogen mit 2 Tafeln „ „ 12.—.

Felix, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und in den Mediterrangebieten. II. Teil: Die Kreideschichten bei Gosau. 11 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Issler, A.: Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. 13 Bogen mit 7 Tafeln . „ „ 24.—.

Fraas, E.: Ostafrikanische Dinosaurier. 5 Bogen mit 5 Tafeln . . . . . „ „ 16.—.

Schellwien, E. †: Monographie der Fusulinen. I. Die Fusulinen des russisch-arktischen Meeresgebietes. $2\frac{3}{4}$ Bogen mit 8 Tafeln . . . . . „ „ 20.—.

Wanderer, K.: Ramphorhynchus Gemmingi H. v. Meyer. Ein Exemplar mit teilweise erhaltener Flughaut aus dem Min.-geol. Museum zu Dresden. $1\frac{1}{2}$ Bogen mit 1 Tafel . . . . . „ „ 6.—.

Auer, E.: Über einige Krokodile der Juraformation. $9\frac{3}{4}$ Bogen mit 5 Tafeln und 15 Textfiguren . . . „ „ 24.—.

Broili, F.: Neue Ichthyosaurierreste aus der Kreide Norddeutschlands und das Hypophysenloch bei Ichthyosauriern. 1 Bogen mit 1 Tafel und 8 Textfiguren „ „ 4.—.

Salfeld, H.: Beiträge zur Kenntnis jurassischer Pflanzenreste aus Norddeutschland. $4\frac{1}{2}$ Bogen mit 6 Tafeln und 2 Textfiguren . . . . . „ „ 16.—.

Felix, Joh.: Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Gegend von Barcelona. 2 Bogen mit 1 Tafel „ „

Schöndorf, Fr.: Paläozoische Seesterne Deutschlands. I. Die echten Asteriden der rheinischen Grauwacke. 11 Bogen mit 5 Tafeln und 7 Textfiguren . . . „ „

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band XXVII Heft 2.

Mit Taf. III—VI und 5 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Leitmeier, H.: Der Basalt von Weitendorf in Steiermark und die Mineralien seiner Hohlräume. (Mit Taf. III und 3 Textfig.) 42 S.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

3. R. Brauns: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. (Mit 1 Textfig.) 65 S.

Johnsen, A.: Die Thüringer Porphyroide. (Mit Taf. IV, V und 1 Textfigur.) 75 S.

Stegmann, H.: Die jungen Ergußgesteine der Batakländer (Sumatra). (Mit 1 Karte, Taf. VI.) 60 S.

= Ausgegeben am 10. April 1909. =

Beilage-Band XXVII Heft 3.

Mit Taf. VII—XXI und 28 Textfiguren.

= Preis 9.60 Mk. =

Inhalt:

v. Staff, H.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden. (Mit Taf. VII, VIII und 16 Textfig.) 48 S.

v. Wittenburg, P.: Geologische Studien an der ostasiatischen Küste im Golfe Peter des Großen. (Mit Taf. IX—XVI, 1 Karte [Taf. XVII] und 4 Textfig.) 32 S.

Kruse, J.: Das Vorkommen und die Eigenschaften des Anglesites aus dem Siegerlande. (Mit Taf. XVIII—XXI.) 63 S.

Schmidt, M.: Ueber das Verhalten der Mischungen von Oligoklas mit Enstatit und Augit im Schmelzflusse. (Mit 8 Textfig.) 38 S.

= Ausgegeben am 8. Juni 1909. =

Beilage-Band XXVIII Heft 1.

Mit Taf. I—V und 5 Textfiguren.

= Preis 9.— Mk. =

Inhalt:

Langerfeld, H.: Beiträge zur Kenntnis der strukturellen und mineralogischen Eigentümlichkeiten der granitischen Gesteine der Zinnerzlagerstätten in Cornwall. (Mit Taf. I und II.) 50 S.

Laase, E.: Beiträge zur Kenntnis der Quarzporphyre mit kleinen Kristalleinschlüssen aus der Gegend nördlich von Halle a. S. (Mit Taf. III—V und 1 Textfig.) 101 S.

E. und E. Krenkel: Jura und Kreide in Ostafrika. (Mit [illegible]fig.) 83 S.

= Ausgegeben am 17. Juli 1909. =

[illegible]he Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser in Stuttgart.
K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

89 I 96

SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01369 0631